UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'ÉVENTAIL DE BAGNES

(entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse)

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

JEAN-PAUL SCHAER

Licencié ès sciences naturelles

1960

1959

GÉOLOGIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'ÉVENTAIL DE BAGNES

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547926_0053

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'ÉVENTAIL DE BAGNES

(entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse)

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

JEAN-PAUL SCHAER

Licencié ès sciences naturelles

1960

0699/61

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de messieurs les professeurs C. E. WEGMANN, D. AUBERT et R. GALOPIN, autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 17 février 1959.

Le Doyen:
C. FAVARGER.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Extrait des *Archives des Sciences, Genève* — Vol. 12, fasc. 4, 1959.

PRÉFACE

C'est sur les conseils de M. le professeur C.-E. Wegmann, que j'ai entrepris dès 1953, l'étude géologique d'une partie de la nappe du Grand-Saint-Bernard. J'exprime ici à mon Maître mes vifs remerciements et ma profonde reconnaissance, puisque c'est lui qui m'a appris le métier de géologue, qui m'en a fait voir toute la richesse et les beautés et qui a su développer en moi le goût de la recherche scientifique. La somme des connaissances qu'il avait acquises dans les Alpes penniques et particulièrement dans cette région de l'éventail de Bagnes, où il avait poursuivi pendant de nombreuses années les recherches du début de sa carrière, est à la base de ce travail. Ainsi j'ai reçu, au cours des années, de nombreux conseils et des indications précieuses; il se peut que parfois, entraîné par l'élan de la jeunesse, je me sois attribué des découvertes qui m'avaient été suggérées ou même qui avaient été exprimées au cours des nombreuses conversations que nous avons eues; là, comme dans le domaine de la tectonique où j'ai tout appris de mon Maître, je lui dois toute ma gratitude. M. le professeur Wegmann a été pour moi, comme pour ses autres élèves, un directeur de thèse exigeant, qui a su me faire voir les avantages d'un travail de longue haleine; j'ai trouvé en lui l'appui le plus sûr et j'espère que j'ai su profiter de ses conseils pertinents dans les domaines les plus variés. Que ce modeste travail soit pour lui, la preuve de ma reconnaissance.

Je remercie M. le professeur D. Aubert, membre du jury, qui, bien que n'étant pas un spécialiste des problèmes traités, a su m'apporter un soutien scientifique et humain dont je sais le prix. Ma gratitude s'adresse également à M. R. Galopin, directeur de la section minéralogique au Muséum de Genève, membre du jury, qui a été mon premier Maître en microscopie et qui m'a toujours accueilli avec bienveillance dans son laboratoire. Qu'il soit également remercié en tant qu'ancien rédacteur des *Archives des Sciences*, pour l'aide qu'il m'a apportée pour que ce travail paraisse dans cette revue.

M. le professeur F. Ellenberger m'a éclairé sur de nombreux points; l'enthousiasme débordant qu'il montre dans la recherche et qu'il sait faire partager a été pour moi une aide plus que précieuse. Il a su me donner confiance, m'intéresser à de nouveaux problèmes; en face de l'aîné qui est arrivé à sa pleine maturité, je me suis laissé guider, entraîner parfois par des interprétations qui seront peut-être jugées audacieuses. Je garde quant à moi, un souvenir merveilleux des journées que nous avons passées en Vanoise, où ce connaisseur du pennique français m'a montré, avec sa grande générosité, les résultats de son travail.

Dans les rencontres que j'ai eues avec M. le professeur P. Bearth, j'ai toujours reçu un accueil plus que cordial. J'ai pu bénéficier de l'aide généreuse et désintéressée que ce connaisseur du pennique accorde aux jeunes chercheurs.

Le Dr. H. Harder avait entrepris, sur une partie de mon matériel, des déterminations de micas blancs. Lorsque j'ai voulu poursuivre ces études, j'ai trouvé une grande compréhension et beaucoup de bienveillance chez M. le professeur C.-W. Correns, qui m'a accepté dans son Institut à Göttingen; qu'il soit assuré de ma gratitude. Pour mener à chef des recherches qui m'étaient étrangères, j'ai reçu un appui précieux des Drs H. Harder et F. Lippmann surtout. Qu'ils en soient remerciés.

J'ai trouvé dans les laboratoires du Mineralogisk-Geologisk Museum à Oslo, où une partie de ce travail fut rédigée, un esprit à la fois scientifique et familial. Je remercie tout particulièrement son directeur, M. le professeur T. W. Barth, et le conservateur J.-A. Dons, qui, avec leur amabilité coutumière, ont mis à ma disposition tous les moyens dont j'avais besoin. J'ai été grandement aidé, en pouvant disposer de l'installation des rayons X, et de la compétence de ses servants, surtout celle de P. Chr. Sæbø. Mlle Mauritz a photographié mes lames minces, et quelques échantillons; pour la haute qualité de son travail, je lui dois ma reconnaissance, de même qu'à Mlle I. Lowzow qui a exécuté à la perfection quelques dessins délicats.

Je remercie également MM. les professeurs N. Oulianoff, M. Vuagnat, R. Trümpy, ainsi que le Dr A. Amstutz pour les

réflexions et suggestions qu'ils m'ont apportées dans des questions particulières.

La plus grande partie de ce travail a été mise au point à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, lorsque mes travaux d'assistant, parfois bien préoccupants, m'en laissaient le loisir. Dans cette « maison », j'ai eu l'occasion de confronter mes idées avec celles de mes camarades A. Baer et B. Kubler. J'en garde le meilleur souvenir. M. Gal a redessiné certaines des planches présentées; qu'il soit remercié.

MM. J.-M. Fontboté et H. Moussu ont passé tous deux quelques jours sur mon terrain. Leurs visites ont été pour moi pleines d'intérêt.

Après la première rédaction de ce travail, j'ai dû entreprendre pour le compte de la Commission suisse pour la recherche des minéraux radio-actifs, des investigations dans les régions de ma thèse. J'ai pu faire d'utiles vérifications et quelques nouvelles observations. Mon ami J. Muller, qui m'accompagnait au cours de cette campagne, a bien voulu prendre de nouvelles photos.

Au cours de mes travaux en Valais, les sociétés E.O.S., Grande-Dixence, Electrowatt, ont facilité mon travail en me permettant de visiter leurs chantiers et leurs galeries. J'ai pu, toutes les fois qu'il était possible, trouver un gîte dans les baraquements de ces entreprises. Mais à Cleuson, un accueil chaleureux m'attendait dans un logement très confortable, lorsque je rentrais de ces longues courses en haute montagne. Je remercie ici tout particulièrement l'ingénieur Pfammatter et les gardiens du barrage. La population des régions visitées a toujours été très accueillante. J'ai été reçu simplement, mais avec quelle chaleur humaine dans les alpages de Tion, Essertse, Orchera, La Meina, Le Vacheret. Dans les vallées, j'ai été accueilli à Nendaz chez Marius Delesse et au chalet de mon ami Cl. Zangger-Delaloye, à Isérables, chez mon ami M. Huber. C'est un devoir agréable pour moi que de pouvoir leur exprimer tous mes remerciements.

Sans l'aide généreuse que j'ai reçue de mes parents tout au long de mes études, ce travail n'aurait jamais pu voir le jour. Je leur exprime toute ma reconnaissance.

Mes recherches en Valais ont débuté en 1953 et se sont poursuivies jusqu'en 1957. D'une manière générale, j'arrivais en Valais vers le 20 juillet pour en repartir vers le 10 ou 15 octobre. A part la première année où la saison fut agréable, nos recherches ont été quelque peu défavorisées par une suite d'étés assez pluvieux qui ralentirent le travail en montagne.

Les études en laboratoire furent effectuées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel; une étude minéralogique fut entreprise à Göttingen. J'ai terminé la rédaction de ce travail au Musée d'Oslo, où j'ai également fait quelques travaux de laboratoire.

La publication de ce travail a bénéficié de l'appui du Conseil d'Etat du canton de Neuchâtel et de la Société Grande-Dixence. C'est pour moi un devoir agréable de leur exprimer ici tous mes remerciements.

Neuchâtel-Oslo, 1958-1959.

GÉOLOGIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'ÉVENTAIL DE BAGNES

(entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse)

PAR

Jean-Paul SCHAER

(Avec 36 figures et 13 planches)

SOMMAIRE

Pages

INTRODUCTION 481
Le cadre géographique 481
Le cadre géologique 483

STRATIGRAPHIE

Les Schistes lustrés 486
Le Trias 487
Les quartzites 487
Les calcaires dolomitiques et les dolomies 490
Le gypse 491
Les cornieules 491
Les formations paléozoïques 494
Les Schistes de Casanna supérieurs 495
La limite supérieure 495
La limite inférieure 496
Situation, caractère et division des Schistes de Casanna supérieurs 496
La série du Greppon-Blanc 497
La série du Mont-Gond 499
Les galets de la série du Mont-Gond 501
Résumé 502

Pages

Le Permo-Carbonifère 503
Discordance entre la série de Siviez et la série permo-carbonifère 504
La série des conglomérats de Tion 505
Les faciès schisteux et dolomitiques 506

Les Schistes de Casanna inférieurs 507

La série du Métailler 508
Profil entre le Bec de la Montau et le Métailler 511
Profil entre le col des Vaux et le col des Gentianes . . 513
Partie S de la zone du Métailler 515

La série de Siviez 516
Les gneiss de Tion 518
Les roches vertes 519
Les gneiss 520
Résumé 521

Remarques générales sur les Schistes de Casanna inférieurs et sur l'âge présumé de la formation 522
Historique 522
Nos remarques 523
Le paléozoïque en Vanoise 523
Le paléozoïque dans la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard en Valais 525
L'opinion de N. Oulianoff 525
Le métamorphisme dans la Zone houillère 526
Les roches carbonatées 527
Les roches détritiques 528

Résumé et conclusions 528

Le volcanisme basique des Schistes de Casanna 529

TECTONIQUE

Introduction 532

Méthode de travail 533

Revue rapide des éléments tectoniques analysés 534
Les plans 534
Les plis 535
Les structures linéaires 537

Chronologie des déformations 537

Orientation des éléments dans la région étudiée 538
Les plis et les éléments de la zone *b* 538

Pages

Les structures linéaires 542
a) Celles parallèles à l'axe des plis 542
b) Les traces d'étirement 542
La déformation des conglomérats 543
a) Dans les Schistes lustrés 543
b) Dans les Schistes de Casanna 543
Les structures linéaires parallèles aux galets déformés . 544
L'étirement des grenats 546
Chronologie et distribution des différents éléments tectoniques . 548
Les déformations antéalpines 549
Les déformations alpines 552
a) Le plissement 552
b) Les plans de cisaillement 554
c) Les stries dans les plans de couche et de foliation 554
d) Les failles, les décrochements et les diaclases . . 555
e) Les pseudotachylites 559
Les diaclases et la morphologie 560
Les chevauchements 561
a) La langue de porphyres quartzifères de Prafleuri . 562
b) Contact entre la zone du Métailler et la zone du Greppon-Blanc 563
c) Zone de discordance du synclinal des Chèques . . 563
d) Contact entre la zone du Mont-Gond et celle de Siviez 565
e) Contact entre la zone de Siviez et le Permo-Carbonifère 565
f) La question du chevauchement pennique frontal . 565
Le synclinal des Chèques 566
Généralité et historique 566
Région du Montset 567
Région des Dents-Rousses 569
Val de Bagnes 570
Val d'Entremont 570
Conclusions 571

PÉTROGRAPHIE

Introduction 572
Généralités 572
Le métamorphisme alpin 573
Le métamorphisme ancien dans la zone de Siviez . . . 574
Les faciès Sapey 574
Le métamorphisme ancien dans la zone du Métailler . . 575
Pétrographie des formations mésozoïques 576
Pétrographie des Schistes de Casanna 577

Pages

Les minéraux des Schistes de Casanna 577
Le quartz 577
Les feldspaths 578
Les micas blancs 581
a) Au microscope 582
b) Aux rayons X 582
c) Répartition de la paragonite entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes 584
d) Conclusion à l'étude des micas blancs 585
Les biotites 586
a) Les biotites des gneiss de Sarreyer 586
b) Les biotites dans les granito-gneiss de Tion . . . 587
Le stilpnomélane 588
Les chlorites 589
Les amphiboles 589
Le glaucophane 589
a) Observations microscopiques 590
b) Associations minéralogiques 590
Les chloritoïdes 592
Les grenats 592
Les minéraux du groupe de l'épidote 593
Les carbonates 594
La substance charbonneuse 595
Les minéraux accessoires 595
Les minéraux opaques 596
Résumé et conclusions 596
L'albitisation 598
Généralités 598
Migmatites albitiques dans la zone du Métailler 601
L'albitisation dans les autres séries 604
Albitisation et glaucophane 605
Albitisation et paragonite 606
Albitisation et carbonate 606
Albitisation et tourmaline 606
Résumé et conclusions 607

RÉSUMÉ

Etude régionale de parties frontales de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zone pennique valaisanne).

Stratigraphie:

Région composée principalement par des formations paléozoïques (Schistes de Casanna), du Trias et des Schistes lustrés mésozoïques qui forment le synclinal des Chèques.

Du N au S on traverse cinq zones paléozoïques différentes:

1) *Le Permo-Carbonifère (série conglomératique de Tion et schistes gris à horizons dolomitiques) très peu métamorphique qui repose en discordance sur*
2) *Les Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez (avec granito-gneiss de Tion, gneiss à grenats et biotite), roches polymétamorphiques associées à beaucoup de roches vertes (prasinites, gabbros), un peu de volcanisme acide. Série recoupée en discordance stratigraphique par formation des Casanna supérieurs (C. E. Wegman);*
3) *Série du Mont-Gond: formation détritique grossière des Schistes de Casanna supérieurs;*
   Synclinal des Chèques;
4) *Série du Greppon-Blanc: roches détritiques, quartzitiques, albitiques monométamorphiques des Schistes de Casanna supérieurs. A la base porphyres quartzifères;*
5) *Série du Métailler: Casanna inférieurs, avec beaucoup de roches vertes (prasinites, gabbros, amphibolites, plusieurs horizons de pillow lava).*

Tectonique:

Etude des différentes phases tectoniques:

a) *influences antétriasiques;*
b) *mise en place des écailles de la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard;*
c) *action de laminage avec étirement NNE;*
d) *cisaillement, plissement;*
e) *cassures tardives, accentuation de la montée axiale;*
f) *action tectonique locale, cassures, stries.*

L'éventail de Bagnes est un pli tronqué dont la structure apparaît plus à l'E (pli du Métailler). Cette unité repose sur le synclinal des Chèques qui ne présente pas de fermeture par le bas dans la région étudiée.

Pétrographie:

Opposition entre les formations polymétamorphiques des Schistes de Casanna inférieurs et les Schistes de Casanna supérieurs; ces derniers, comme les roches mésozoïques, ne sont marquées que par le métamorphisme alpin (faciès des schistes verts).

Dans les Casanna inférieurs, granito-gneiss de Tion (métasomatose potassique avec transformation de roches gréseuses et de roches vertes), gneiss à biotite et à grenats; rétromorphisme marqué.

Métamorphisme alpin: développement des chlorites, des actinotes, du glaucophane, des chloritoïdes, du stilpnomélane, de l'albite.

Association fréquente du glaucophane et des anciens pillow lava. Bien que région riche en Na, relativement peu de paragonite en association préférentielle avec les chloritoïdes.

Albitisation très étendue des formations de la zone du Métailler tout particulièrement; transformation allant jusqu'à des sortes de migmatites.

ABSTRACT

Regional study of a frontal part of the " Grand-Saint-Bernard " nappe (Pennine Alps, canton of Valais, Switzerland).

Stratigraphy:

Region composed mostly of paleozoic formations (Casanna Schists) and some mesozoic rocks (Trias and " Schistes lustrés) which form the " Chèques syncline ".

From N to S, one can distinguish five paleozoic zones:

1) *The " Permo-Carboniferous " (conglomeratic serie of Tion and grey schistes with dolomitic levels), very slightly metamorphic, rests discordently on*

2) the lower Casanna Schists of the Siviez zone, polymetamorphic rocks, with a lot of greenstones (prasinites, gabbros), and some acid volcanism;

3) Mont-Gond series, coarse-grained detritic formation of the upper Casanna Schists;
Chèque syncline;

4) Greppon-Blanc series, detritic, quartzitic, monometamorphic rocks of the upper Casanna Schists (at the bottom, quartz-porphyries, probably tuffs);

5) Métailler series, lower Casanna Schists, with a lot of greenstones (prasinites, gabbros, amphibolites, several horizons of pillow lavas).

Tectonics:

Study of the different tectonic phases:

a) *antitriasic influences;*

b) *emplacement of the wedges of the frontal part of the Grand-Saint-Bernard nappe;*

c) *lamination action with elongation in a NNE direction;*

d) *folding of c) with axes in a ENE direction; shearing;*

e) *late fractures with accentuation of the axial ascent;*

f) *local tectonic movements, fractures, slickensides.*

The " Bagnes éventail " (fan) is an eroded fold the structure of which appears more to the E (Métailler fold). This unit is the beginning of a backward folding which can be followed far to the S.

Petrography:

Opposition between on one hand the polymetamorphic formations of the lower Casanna Schists (mostly the " Siviez " series, with garnet-biotite bearing gneiss, granito-gneiss), and, on the other hand the upper Casanna Schists and the mesozoic formations, with show only alpine metamorphism in the green-schist facies. Retromorphism of the lower Casanna Schists.

Alpine metamorphism: development of chlorite, actinolite, glaucophane, chloritoïds (the last two, certainly not stress minerals), of albite and stilpnomelane.

Glaucophane is found mostly in pillow lavas and greenstones associated with old flows. As for the white micas, little paragonite,

in spite of high Na content of most of these rocks. This paragonite is associated mostly with chloritoïd, never with glaucophane.

Remobilisation of the albitic phase, especially in the Métailler zone, with possibilities of migration. Transformation of old greenstones, leading in some places, to a rock of migmatitic aspect. In the general system, there is probably no introduction of Na, the migration of which accompanies that of carbonate solutions.

INTRODUCTION

Le cadre géographique

Dans le domaine pennique valaisan, la nappe du Grand-Saint-Bernard [1] dessine entre les Cols du Grand-Saint-Bernard et celui du Simplon un arc presque parfait; sa convexité est orientée vers le NW et son bord extérieur s'étend jusqu'à la vallée du Rhône entre Martigny et Brigue (fig. 1).

Morphologiquement, cette unité tectonique se trouve recoupée par une série de vallées radiales qui prennent naissance sur la crête italo-suisse des Alpes et qui toutes se dirigent vers le Rhône. Nous avons étudié la géologie d'un secteur compris entre deux de ces vallées: celle de Bagnes et celle d'Hérémence.

Cette région est presque totalement située sur les parties W des feuilles 566 Arolla et 546 Montana de la *Carte nationale suisse 1: 50 000*, une très faible étendue se trouve sur la feuille 565 Martigny.[2]

En partant du point le plus occidental, les limites précises du territoire peuvent être définies comme suit: du Châble, terminus d'un des embranchements de chemin de fer qui de Martigny remonte la Dranse, on suit la vallée de Bagnes jusqu'à Versegères où débute notre région. De là on continue à remonter la vallée jusqu'à Fionnay, puis en allant vers l'E on emprunte la vallée de Severeu, le Col de Cleuson; on parvient au pied du Petit et du Grand-Mont-Calme (ces deux sommets

[1] Dans tout l'W du Valais, la nappe du Grand-Saint-Bernard forme une unité à part, très bien individualisée. Pour cette raison nous suivons la terminologie d'E. Argand (1911, 1934, etc.) en laissant ouverte la question de l'union des nappes du Saint-Bernard et du Mont-Rose, qui dans les parties E du Valais formeraient la nappe des Mischabel (R. Staub, 1936).

[2] La toponymie employée est celle de la *Carte nationale*.

ne furent pas étudiés en détail), on descend ensuite le glacier de Prafleuri et la combe de Prafleuri; on aboutit à Motôt dans le Val d'Hérémence, peu au-dessous de Dixence. On descend la vallée jusqu'au village d'Hérémence. De ce point extrême jusque dans la vallée de Bagnes, notre limite septentrionale ne suit pas une ligne morphologique. Là nous avons arrêté nos recherches à la série permo-carbonifère de Tion (série de la Dent-de-Nendaz, J.-J. Calame) qui, en gros, passe par les points suivants: Hérémence, Tion, Planchouet (Val de Nendaz), Dent-de-Nendaz, Le Rosey, Les Plans, le Col des Mines, le Vacheret (au-dessus de Verbier), Versegères. En dehors de la série de Tion, le territoire ainsi délimité mesure 128 km². Les points les plus bas sont: 885 m près de Versegères dans le Val de Bagnes, 930 m sur la route qui va d'Euseigne à Vex; dans le Val d'Hérémence, au-dessous d'Hérémence, la vallée n'atteint que 710 m mais nos recherches n'ont pas été poussées jusque dans ces parties basses. Notons encore que la vallée du Rhône, à 5 km de ce village, se situe à 500 m d'altitude. Le point le plus haut de notre territoire est le Mont-Fort qui atteint 3328,6 m. Autour de ce sommet le Bec-des-Etagnes, le Bec-des-Rosses, le Petit-Mont-Fort dépassent également 3000 m. Le Petit et le Grand-Mont-Calme (3220 m, 3205, 1 m) se rattachent morphologiquement à la Rosablanche (3336,3 m) qui se situe à la limite S de la région étudiée. Le Métailler, 3212,9 m, est le sommet le plus haut de la chaîne qui borde à l'W le Val d'Hérémence.

Une planimétrie nous montre que

5,80 km²	de notre territoire	se situent	au-dessous de 1500 m
23,56	»	»	entre 1500 et 2000 m
50,22	»	»	2000 et 2500 m
44,88	»	»	2500 et 3000 m
6,64	»	»	au-dessus de 3000 m.

Au-dessous de 2000 m, la morphologie est dominée par les grandes vallées affluentes de la vallée du Rhône: vallée de Bagnes, Val de Nendaz, Val d'Hérémence. Ce sont de profondes entailles qui recoupent transversalement les unités structurales, elles sont de type glaciaire et présentent des flancs très raides dont les parties basses sont couvertes de cultures, puis de forêts,

qui sont assez souvent installées sur des dépôts morainiques importants.

Par la construction de trois importants barrages hydro-électriques, Dixence, Cleuson, Mauvoisin, de bonnes routes facilitent l'accès des parties reculées des trois vallées principales. Celles-ci sont habitées d'une manière permanente jusqu'à l'altitude de 1400 m environ, alors qu'au-dessus on ne rencontre que des chalets et des alpages.

Entre 2000 et 2200 m se situe le niveau de fond des cirques des anciens glaciers locaux. Ce replat est parfois souligné par les dépôts morainiques latéraux des glaciers régionaux. C'est là que se situe la plupart des alpages. Plus haut la montagne devient plus escarpée, plus rocheuse. La couverture quaternaire est faible, les affleurements sont étendus, la roche peu altérée convient parfaitement à la recherche géologique. Aux altitudes supérieures, quelques glaciers couvrent déjà des surfaces importantes: glaciers du Grand-Désert, de Tortin, de Prafleuri, etc.

Lorsqu'on va du N au S, les roches, sous l'effet du métamorphisme alpin croissant, deviennent de plus en plus massives. Dans la zone frontale, par contre, les actions dynamiques ont souvent fracturé, laminé les formations sans que les recristallisations tardives parviennent à effacer les plans de cassures ou leurs cicatrices encore mal soudées. Comme ces parties se trouvent déjà à des altitudes relativement basses, on n'y rencontre que d'assez mauvais affleurements qui sortent de la couverture morainique ou de pierriers étendus. Ces faits sont particulièrement regrettables, parce qu'ils se situent dans une zone où les problèmes stratigraphiques et pétrographiques montrent une grande complexité.

Le cadre géologique.

Si le domaine pennique valaisan demeure, grâce aux admirables cartes et profils d'Argand (fig. 1), une des régions classiques de la géologie et de la tectonique, il faut reconnaître que dans le détail, nos connaissances restent modestes devant la complexité des faits.

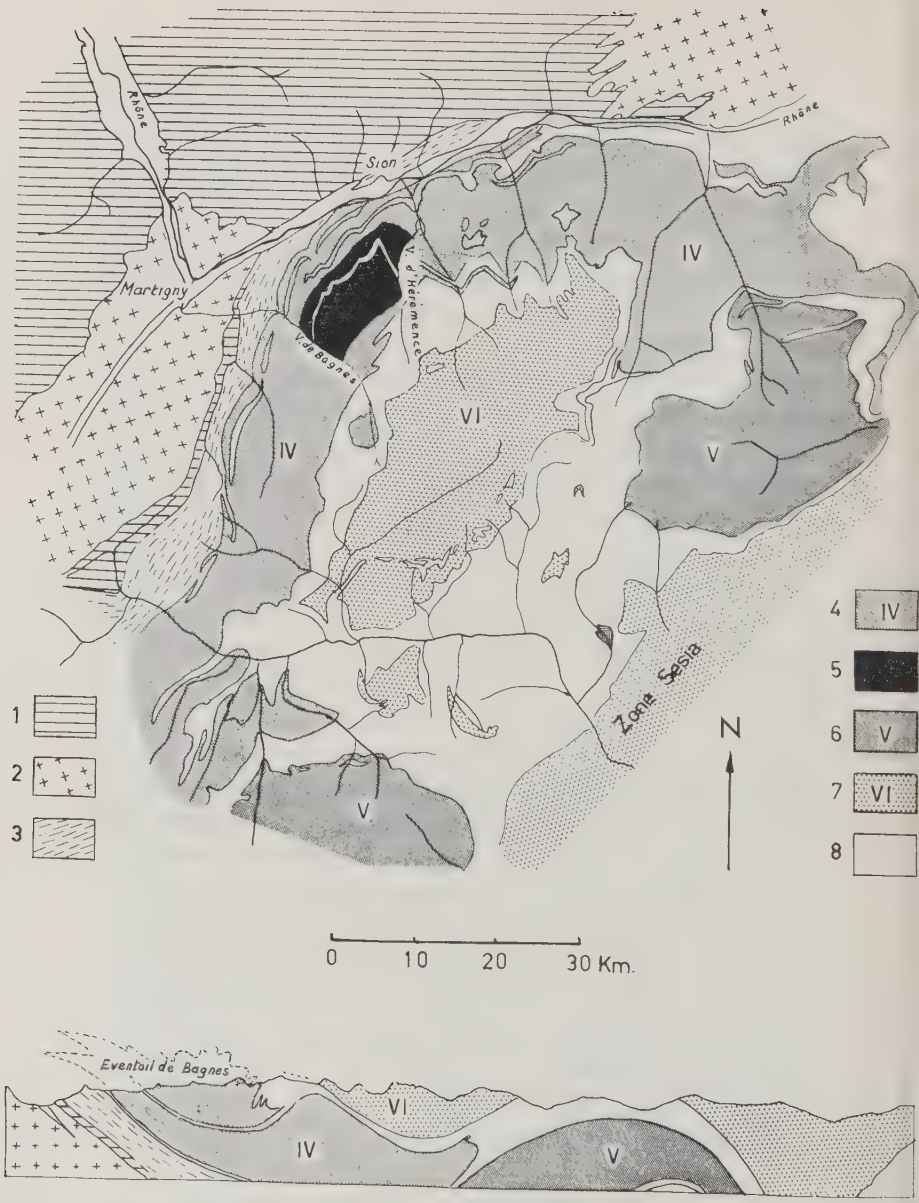


Fig. 1.

Carte structurale du pennique valaisan d'après E. Argand, 1911. Situation de la région étudiée avec un profil (interprétation C. E. Wegmann, 1923).

1. Domaine helvétique et des Préalpes. — 2. Massifs cristallins. — 3. Zone Sion-Courmayeur. — 4-8. Domaine pennique. — 4. Nappe du Grand-Saint-Bernard (IV). — 5. Région étudiée. — 6. Nappe du Mont-Rose (V). — 7. Nappe de la Dent-Blanche (VI). — 8. Schistes lustrés.

Dans la nappe du Grand-Saint-Bernard, d'une manière générale, les assises plongent au S. En quelques points, celles-ci se redressent puis se déversent vers le N.

Une structure de ce type existe dans la région que nous avons étudiée et s'étend encore en direction du S: c'est *l'éventail de Bagnes* (fig. 1) que H. Gerlach (1871, 1883) avait déjà reconnu. E. Argand expliquait sa formation de la manière suivante: Pendant le paroxysme alpin, après la mise en place de la nappe du Saint-Bernard, la nappe de la Dent-Blanche s'avance, fonce dans le flanc normal de la nappe du Saint-Bernard, s'y encapuchonne et forme un premier train de plis en retour dont l'éventail de Bagnes.

Peu avant notre arrivée en Valais, deux thèses étaient présentées à l'Université de Genève par J.-M. Vallet et J.-J. Calame. Elles se rapportaient à des études faites dans les parties les plus frontales de la zone Saint-Bernard (Zone houillère, Trias bordier, série permo-houillère et une partie des Schistes de Casanna). Nous avons examiné à nouveau certains problèmes posés par ces recherches, mais c'est surtout dans les montagnes situées plus au S que nous avons entrepris la plus grande partie de notre travail, consacré presque exclusivement aux Schistes de Casanna, formations antétriasiques métamorphiques qui, dans les idées d'Argand, représentent le noyau de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Dans le territoire étudié on note encore une mince zone de roches mésozoïques: *le synclinal des Chèques*.

Les problèmes qui se posaient et qui se sont posés au cours de nos recherches peuvent se résumer sommairement de la façon suivante:

a) Essai de l'établissement d'une stratigraphie dans la série des Schistes de Casanna, raccordement et comparaisons avec les régions avoisinantes;

b) Etude des actions métamorphiques alpines et plus anciennes;

c) Etude de la géométrie et de la cinématique d'une partie de la nappe du Grand-Saint-Bernard et sa place dans l'édifice pennique.

STRATIGRAPHIE

Les schistes lustrés.

La connaissance des Schistes lustrés n'a pas encore été renouvelée dans le Valais central comme elle le fut dans la Zone Sion-Courmayeur (R. Trümpy, 1951 et 1954) ou en Vanoise (F. Ellenberger, 1958*a*).

Nous n'avons que peu de chose à dire de cette formation qui n'affleure que très peu dans le secteur envisagé ici. Faute de pouvoir apporter des précisions nouvelles, nous garderons le terme de « Schistes lustrés » pour les calcaires et les calcschistes du synclinal des Chèques. Dans notre région ils sont par trop mal représentés pour que l'on puisse y créer une stratigraphie de détail. Ils furent déjà étudiés par J.-M. Vallet (1950); nous nous contenterons de reprendre quelques points particuliers.

On peut admettre un âge mésozoïque de cette formation sans pouvoir prétendre à plus de précisions pour le moment. La plus grande partie des roches sont des calcaires de teinte grise en cassures fraîches, mais qui, à l'altération, prennent une patine brune caractéristique. Les lits ont presque toujours un aspect satiné; on y remarque parfois, près des zones de mouvement, le développement d'assez grands micas blancs. Il n'est pas rare que les plans de stratification soient également recouverts d'une pigmentation charbonneuse.

Si l'ensemble de la formation offre des caractères distinctifs très nets par rapport aux formations encaissantes, ce qui fait croire à sa monotonie, un examen attentif révèle que les Schistes lustrés du synclinal des Chèques offrent de nombreuses variations de faciès parmi lesquels on peut noter:

des brèches à éléments dolomitiques,
des grès calcaires parfois siliceux,
des marbres beige clair ou gris clair,
des horizons très riches en substances charbonneuses.

Alors que plus à l'E les Schistes lustrés sont en contact avec les roches du Trias (C. E. Wegmann, 1923), dans notre région

ils se trouvent entièrement emprisonnés dans la formation des Schistes de Casanna supérieurs (Permien). A l'intérieur de cette langue mésozoïque, les glissements de couche à couche qui ont accompagné les plissements disharmoniques, ont détruit la superposition originelle.

Le Trias.

Les étages du Trias sont représentés dans l'ensemble du domaine pennique par des formations très différenciées qui ne présentent que peu de variations latérales de faciès. On peut de ce fait, malgré les complications, donner un âge relatif aux roches rencontrées.

Le long du synclinal des Chèques, on trouve les roches suivantes:

a) les quartzites (Trias inférieur);
b) le gypse et l'anhydrite (Trias moyen);
c) les calcaires dolomitiques et les dolomies (Trias supérieur);
d) les cornieules (formation tectonique).

Les actions tectoniques ont souvent bouleversé la succession normale des couches; elles ont provoqué des amincissements qui peuvent aller jusqu'à la disparition de certains horizons; en d'autres endroits, on voit des accumulations et des redoublements de séries.

Les quartzites.

Dans toute la région, les Schistes de Casanna supérieurs prennent un faciès plus quartzitique lorsqu'on se rapproche du synclinal des Chèques. Cependant on aboutit rarement aux quartzites massives à grain fin qui devraient caractériser la base du Trias. D'autre part, des roches quartzitiques homogènes, blanches et fines, présentant beaucoup d'analogie avec les faciès réputés typiques du Trias inférieur, se rencontrent parfois assez loin du synclinal des Chèques. Pour rendre compte de ces faits, on doit considérer les possibilités suivantes:

a) Le faciès des grès quartzitiques assez purs et homogènes n'est pas développé partout; il a peut-être disparu de certains secteurs par des érosions anciennes;
b) Des faciès de quartzites à grain fin se sont développés pendant le Permien déjà (Schistes de Casanna supérieurs);

c) Les actions tectoniques ont entraîné des masses de quartzites triasiques typiques et les ont placées dans des positions assez anormales. Il est très difficile de reconnaître ces masses qui se seraient perdues dans les Schistes de Casanna supérieurs où l'on rencontre certainement des roches autochtones présentant un aspect semblable.

Ces considérations nous engagent à grouper, dans les remarques qui vont suivre, toutes nos observations sur les faciès de quartzites à grain fin; ce sont certainement pour la plupart des roches triasiques, mais certaines peuvent être permiennes.

Les quartzites typiques du Trias forment la petite pyramide du Mont-Carré, l'arête entre le Mont-Carré et le Mont-Rouge en alternance avec des cornieules; de là, on les suit dans les premiers contreforts du Mont-Loéré. Vers le SE, comme le signale Calame (1954), les quartzites se retrouvent entre la Meina et le Pt 2494. Plus au SE encore, elles n'apparaissent plus de façon typique qu'aux Dents-Rousses où elles forment la base de ces sommets de cornieules. Vers le Pt 2741,8 on peut encore leur rattacher une bande prise entre des cornieules. Dans la région de La Chaux (SE de Verbier), signalons deux affleurements: un au N du Pt 2106, l'autre au-dessous des cornieules à l'W du Pt 2184. On retrouve des quartzites assez typiques mais très écrasées dans la gorge du torrent de Lourtier, au-dessous du Pt 1618.

En dehors de cette série d'affleurements qui ne posent pas de problèmes particuliers, des quartzites existent qui, soit par leur aspect pétrographique, soit par leur position tectonique, pourraient se rattacher aux quartzites du Trias. Dans le Val d'Hérémence, entre les cornieules du Trias et la bande des Schistes lustrés, une zone de quartzites compactes blanches apparaît entre la « Fenêtre Essertse » de la conduite forcée Dixence-Tion et des affleurements situés au NE du Pt 1702. J.-M. Vallet, qui décrit ces roches, les compare aux grès des Prasses [1].

[1] Grès des Prasses: d'après J.-M. Vallet: roche quartzitique massive qui s'intercalerait stratigraphiquement entre le Permo-Carbonifère et le Trias dans les unités tectoniques plus frontales de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

Dans le Val de Nendaz, au-dessus des chalets de Siviez, un affleurement assez important de quartzites blanches repose sur des gneiss; elles présentent toutes les caractéristiques et particularités du Trias inférieur. On y reconnaît quelques horizons d'anciens conglomérats. La position particulière de cet affleurement de 10 à 15 m de puissance pris entre les Casannas inférieurs et l'imposante série détritique du Mont-Gond, probablement permienne, nous conduit à envisager avec prudence un âge triasique.

Toujours dans le Val de Nendaz, un peu plus au S, dans la région de Pra-Comoun, à la partie inférieure de l'étroite bande non boisée qui traverse les forêts du Mont-Gond, on trouve des quartzites massives fines en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur, soit blanches, soit blanc verdâtre. Ces assises passent sans transitions marquées aux faciès généralement plus grossiers de la série du Mont-Gond. Par rapport aux quartzites typiques du Trias, elles se distinguent par le fait qu'elles laissent souvent apparaître, sur les surfaces légèrement altérées, des dépôts d'oxydes de fer qui soulignent la stratification; cette coloration provient de résidus de la dissolution de lits légèrement carbonatés (ankérite ?). Des faciès de quartzites fines, blanc verdâtre, se rencontrent en allant vers le SW jusque près du Pt 2741,8 où ils sont toujours associés à la série du Mont-Gond. Il est possible que les quartzites des chalets de Siviez soient également en relations avec ces roches.

Tout au long du synclinal des Chèques, et principalement dans le Val de Bagnes, où les faciès typiques du Trias inférieur font défaut, on note, près des cornieules, de minces horizons quartzitiques de teinte gris verdâtre, légèrement phylliteux; on y reconnaît parfois d'anciens galets roses.

Les quartzites massives très pauvres en éléments phylliteux ne semblent pas se prêter à des effets de laminage importants; par contre, elles furent broyées et on constate, que dans les affleurements du Mont-Carré et du Mont-Rouge, elles sont réduites en des amas de petits parallélépipèdes, voire de sable. D'autres quartzites plus riches en phyllites sont écrasées et laminées, mais par suite de la présence fréquente de petits plis ou de gaufrages, de leur granulométrie hétérogène, on n'aboutit

presque jamais à la formation de quartzites en plaques comme il en existe à Evolène.

Contrairement à ce qu'a pu constater Ellenberger en Vanoise, dans le synclinal des Chèques, on ne peut pas opposer un Trias quartzitique local, à un Trias dolomitique et gypseux exotique.

En résumé, nous rattachons au Trias inférieur, les assises de quartzites relativement pures qui font suite, sans trace de discontinuité, aux formations quartzo-feldspathiques des Schistes de Casanna supérieurs; la granulométrie, la composition (teneur en minéraux phylliteux), la couleur varient passablement sur de faibles distances.

Les calcaires dolomitiques et les dolomies.

Ces masses de roches carbonatées se rencontrent en de nombreux points du synclinal des Chèques, principalement là où la puissance des autres formations mésozoïques est assez importante. Elles sont donc surtout représentées dans le Val d'Hérémence, alors qu'elles apparaissent rarement dans le Val de Nendaz et qu'elles sont pratiquement inexistantes dans le Val de Bagnes. Comme J.-M. Vallet le signale, le plus bel affleurement se situe au S d'Artseno. Là, la roche est compacte, massive, de teinte beige blond. La paroi qui forme l'affleurement a quelque 20 m de puissance; elle repose sur des gneiss albitiques qu'on peut rattacher aux Casannas supérieurs ou inférieurs.

J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) signalent un affleurement à la base des cornieules de l'arête allant du Mont-Rouge au Mont-Carré. Il est formé de calcaires dolomitiques bleu foncé et de dolomies beiges. De ce point-là et en suivant le synclinal des Chèques en direction du SW, les dolomies et les calcaires ne se rencontrent plus qu'en tant qu'éléments de la brèche tectonique des cornieules.

Lorsque la trituration du matériel s'intensifie (cf. p. 493), on perd petit à petit toute trace certaine de la roche de départ, il ne reste que la cornieule. Les brèches dolomitiques et les cornieules attestent l'extension beaucoup plus grande des faciès

carbonatés. Les brèches à éléments dolomitiques se rencontrent en suivant le synclinal des Chèques d'E en W, aux endroits suivants: dans le Val de Nendaz, torrent de Tsacha, près de Combartseline, au S de l'alpe de Noveli, à l'E des Dents-Rousses, puis dans les « combes triasiques » qui se trouvent de part et d'autre du col situé au S du Pt 2741,8.

Le gypse

est rare dans le synclinal des Chèques; J.-J. Calame (1954) décrit les affleurements du Mont-Carré et du Mont-Rouge, où la roche est remarquable par sa blancheur, sa cristallinité. Nous avons également rencontré un peu de gypse (env. 1 m d'épaisseur) à l'altitude de 1900 m le long du ruisseau passant au S de l'alpage de Noveli; ce gypse est intimement lié aux cornieules.

Les cornieules.

Dans le secteur étudié, ces roches sont celles qui présentent le plus de continuité dans la série des formations mésozoïques. Grâce à leur teinte ocre facilement reconnaissable [1] et à la végétation particulière qui leur est associée, elles dessinent d'une façon admirable les grandes lignes de la structure géologique. Malheureusement elles représentent plus un horizon tectonique qu'un niveau stratigraphique défini; elles peuvent recouper des plis, s'injecter dans les formations voisines; au Mont-Rogneux (E de Verbier), elles se trouvent en petites quantités dans les Schistes de Casanna inférieurs.

Pour expliquer la formation de ces roches particulières, on doit toujours s'en référer au travail fondamental de W. Brückner (1941) qui a montré l'effet du gypse et de l'anhydrite sur les dolomies ou les calcaires dolomitiques. F. Ellenberger (1958*a*) a souligné combien les actions tectoniques devaient être importantes dans ce schéma. Dans le synclinal des Chèques, les cor-

[1] Des dépôts morainiques fins particulièrement riches en magnétites (qui proviennent des roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs) s'installent sur les replats du synclinal des Chèques. Ils peuvent donner des sols de teinte assez comparable à ceux des cornieules mais ils présentent, par contre, une végétation différente.

nieules ne forment que rarement des masses imposantes (à l'exception du Mont-Rouge), elles sont souvent réduites à quelques mètres de puissance et subissent constamment des variations importantes d'épaisseur. Comme les autres roches mésozoïques, c'est dans le Val d'Hérémence qu'elles sont le mieux représentées; dans le Val de Nendaz on les suit relativement facilement sur tout le flanc W de la vallée jusqu'au S de l'alpage de Noveli. Sur l'autre versant, elles n'apparaissent en

Fig. 2.
Contact entre les quartzites du Trias et les cornieules (en noir) aux Dents Rousses.
En arrière d'une petite faille, paquets de quartzites bréchifiées plus ou moins assimilés par la cornieule.

affleurements qu'au-dessus de 2200 m. Après les deux gendarmes des Dents-Rousses formés par cette roche, la puissance de la bande de cornieules tend à diminuer vers le SE: Lac des Vaux, alpe de la Chaux, les Slieurondes, le Pt 1618 au-dessus du torrent de Lourtier. Dans la galerie de l'E.O.S., en aval de Fionnay, elles furent traversées lors des travaux de percement, sans qu'on y prenne garde; ce n'est que par des reconnaissances ultérieures attentives, qu'on a pu constater leur présence, matérialisée par une couche de 20 à 50 cm qui recoupait obliquement la galerie (aimablement communiqué par M. Welti, géologue à Grande Dixence).

Presque partout où elles affleurent dans notre région, les cornieules sont très riches en éléments exotiques qu'elles emballent et qui donnent à la roche un aspect de brèche à gros éléments. On y reconnaît des quartzites du Trias, des dolomies et calcaires dolomitiques, des quartzites et gneiss des Schistes de Casanna supérieurs, quelques roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs. J.-J. Calame (1954) signale une prasinite rencontrée dans les cornieules du Mont-Rouge. Aux Dents-

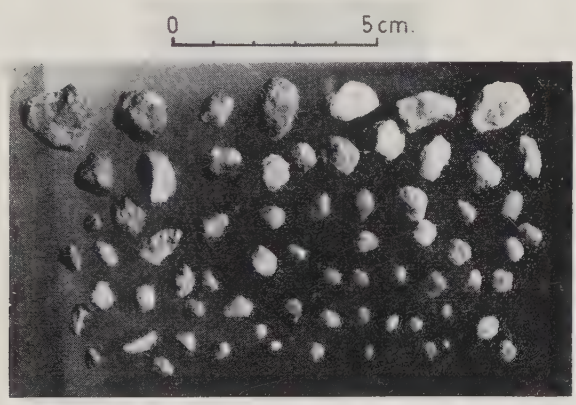


Fig. 3.
Morceaux de calcaires dolomitiques, plus ou moins arrondis, extraits de la cornieule des Mayens de Riddes.

Rousses, des conditions d'affleurement particulièrement favorables permettent de suivre le processus de la formation de ces brèches (fig. 2). Les quartzites qui forment le soubassement de ces sommets sont affectées par une petite faille. En arrière de celle-ci, on voit des paquets de quartzites nager dans la cornieule; plus loin la cornieule semble avoir digéré presque complètement ces amas de blocs de quartzites qu'on ne retrouve plus que sous la forme de morceaux anguleux répartis presque au hasard dans la masse de la roche. En de nombreux endroits nous avons rencontré dans les cornieules des roches qui évoquent une origine sédimentaire (sables fins bien lités, apparence de graded bedding avec galets de calibres et de teintes diffé-

rents, très bien arrondis). A part quelques rares cas, toutes ces roches doivent leurs caractères à des actions tectoniques. Dans la galerie Lourtier-Mayens de Riddes, des Forces Motrices de Mauvoisin. le Trias situé tectoniquement dans des unités plus extérieures que celles que nous avons étudiées, offrait de très beaux affleurements de ce type de cornieule.

La figure 3 montre des galets extraits de cette roche; certains sont anguleux, d'autres assez arrondis; ils sont tous dolomitiques. Une assez forte proportion de la roche dont ils sont extraits (10-20%) est formée de gypse et nous avons constaté que les galets arrondis qui présentent parfois un aspect poli, sont toujours en contact avec ces masses gypseuses. La forme des galets est due à une action mécanique jointe à une action chimique du gypse.

Pour expliquer l'allure sédimentaire de certaines cornieules, nous pensons qu'il a pu se produire, par dissolution des gypses, de petites cavernes, où les éléments de la brèche se sont sédimentés. Ces roches ne peuvent avoir qu'une très faible importance.

En résumé, nos observations concordent très bien avec celles d'Ellenberger (1958*a*) en Vanoise, qui écrit (p. 210): «Toute bande de cornieule, aussi minime soit-elle, implique presque inévitablement une discontinuité mécanique quelconque, une surface listrique, ou un charriage. La chose ne se comprend que si l'on remplace par la pensée la cornieule par une masse de roche concassée, emballée dans l'anhydrite avec ou sans sel gemme. »

Les formations paléozoïques.

Pennique inférieur (E. Argand, 1934).

Dans son étude géologique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence, J.-M. Vallet (1950) fait une revue historique de l'emploi du terme de «Schistes de Casanna» (pp. 331-334), c'est pourquoi nous nous contenterons de résumer les renseignements donnés par cet auteur. Le terme de Schistes de Casanna fut créé par G. Theobald (1866) et introduit en Valais par Gerlach en 1871. Il désigne dans le pennique valaisan un complexe de la nappe du Saint-Bernard. Les roches groupées sous cette dénomination comprennent un vaste éventail pétro-

graphique; elles étaient, au départ, de compositions différentes et ont subi des actions métamorphiques assez variables suivant les endroits. Pour le moment, des corrélations entre les différentes zones de Schistes de Casanna sont difficiles. Pour cette raison, il ne nous paraît pas judicieux d'abandonner ce terme dont nous connaissons les inconvénients (sa signification change suivant les auteurs) mais il a au moins l'avantage de ne pas prétendre à trop de précision.

Il est admis, par tous ceux qui ont travaillé depuis de nombreuses années dans le domaine pennique, que ces roches sont antétriasiques. C'est C.-E. Wegmann (1923) qui a divisé les Schistes de Casanna en deux groupes d'âge différent:

1° les Schistes de Casanna supérieurs vont du Carbonifère à la base du Permien; ils sont essentiellement quartzitiques;

2° les Schistes de Casanna inférieurs sont carbonifères ou plus anciens, ils contiennent beaucoup de roches vertes.

Nous allons adopter cette classification qui, dans la région que nous avons étudiée, offre de nombreux avantages.

Les Schistes de Casanna supérieurs.

Les Schistes de Casanna supérieurs sont un complexe de roches quartzophyllitiques où les quartzites albitiques séricito-chloriteuses sont dominantes. Ces anciens sédiments détritiques, tantôt fins, tantôt grossiers, passent des grès aux arkoses et aux conglomérats. La formation a subi principalement les effets du métamorphisme alpin caractérisé par la cristallisation dans le faciès des schistes verts (Green schist facies d'Eskola) mais surtout par un dynamométamorphisme intense. Les Schistes de Casanna supérieurs ou plus simplement les Casanna supérieurs se distinguent par le fait qu'ils ne contiennent pas de prasinites (C.-E. Wegmann, 1923). J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) adoptèrent cette classification.

La limite supérieure.

Les Schistes de Casanna passent sans transition aux quartzites du Trias. Au sommet des formations permiennes, on remarque un appauvrissement de la teneur en chlorite et séricite,

en même temps que la concentration en quartz augmente. Nous avons considéré comme triasiques, les quartzites homogènes, à grain fin, relativement pures qui couronnent ce cycle sédimentaire détritique. Au-dessous de ces assises, on trouve assez souvent des formations à niveaux conglomératiques où se rencontrent des galets de quartz rose.

La limite inférieure.

La limite inférieure de la série est plus délicate à tracer. Cependant, lorsqu'on remonte le Val de Nendaz jusqu'au barrage de Cleuson, on est frappé par les changements de couleur et de forme du paysage rocheux. En aval les teintes claires dominent, mais dès qu'on atteint la moitié du petit lac artificiel, tous les affleurements sont plus sombres, les sommets et les arêtes, quoique plus élevés, sont moins découpés; les roches sont souvent couvertes par des lichens de couleur orange qui ajoutent leurs taches à celles produites par les oxydes de fer. Lorsqu'on cherche à préciser cette limite, les caractères distinctifs manquent. Cependant, dans une grande partie de notre secteur, nous avons eu la bonne fortune de rencontrer, dans cette zone de transition, un horizon repère formé par une bande de porphyres quartzifères que nous avons pu suivre depuis le Val des Dix jusqu'au Val de Bagnes, près de la cabane Mont-Fort du C.A.S. (J. P. Schaer, 1959). Nous rattachons encore cette assise aux formations des Schistes de Casanna supérieurs parce qu'elle se trouve, par places, encadrée par des formations conglomératiques qui gardent les principaux caractères des Casanna supérieurs. Au-dessus de cette limite, les prasinites sont rares.

Situation, caractères et division des Schistes de Casanna supérieurs.

Nous divisons les Schistes de Casanna supérieurs de la région étudiée en deux séries qui représentent plus des unités tectoniques différentes que des complexes strictement stratigraphiques.

La masse principale se situe entre le synclinal des Chèques et les porphyres quartzifères qui limitent la formation vers le S

(Pralong-Clocher de Noveli - Cleuson - Col de Chassoure - cabane Mont-Fort). C'est la *série du Greppon-Blanc.*

Plus au N, sous le même synclinal des Chèques, on retrouve un complexe de roches des Schistes de Casanna supérieurs, dont la plus grande partie dérive d'anciens conglomérats. C'est la *série du Mont-Gond.*

Les Schistes de Casanna supérieurs sont formés de *roches détritiques monométamorphiques* quartzo-séricitiques; elles contiennent un peu de chlorite, et très peu de carbonates. La teinte générale est claire, un peu verdâtre, parfois légèrement bleutée. Le grain est très variable et dépend à la fois des constituants originels, de la recristallisation et des actions tectoniques postérieures. J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) y ont décrit différentes variétés pétrographiques qui furent assimilées à des horizons stratigraphiques. Nous pensons qu'une stratigraphie n'est possible dans cette formation que par la mise en évidence de niveaux précis possédant une extension assez large, alors que celle basée sur les caractères pétrographiques est illusoire, tant les récurrences sont fréquentes.

La série du Greppon-Blanc.

Sont compris dans cette série:

Les schistes séricitiques du Montset,
Les schistes séricitiques et grès sériciteux des pointes d'Essertse,
Les grès et schistes séricitiques du Mont-Loéré,
Le groupe des phyllites,
La plus grande partie des schistes et gneiss du Mondra, des divisions introduites par Vallet (1950) (pp. 366-370 et 346), de même que la série intermédiaire introduite dans ce complexe par J.-J. Calame (1954) (pp. 15-16).

Ces roches furent décrites en détail par J.-M. Vallet surtout et par J.-J. Calame. Dans un travail précédent (J.-P. Schaer, 1959), nous avons donné des informations sur la limite inférieure de la formation et sur la position des porphyres quartzifères qui s'y rencontrent. C'est pourquoi nous nous contenterons ici de quelques renseignements généraux.

On observe une des coupes les plus complètes en longeant le chemin qui suit l'ancien bisse du Chervé, entre l'alpage de la Meina et Cleuson (Val de Nendaz) ou mieux encore en suivant les crêtes entre le Mont-Rouge et la Pointe-de-la-Rosette. Au Mont Loéré, on débute dans des roches très quartzitiques qui se rapprochent beaucoup des quartzites en plaquettes d'Argand; en se dirigeant vers le S, les formations contiennent de plus en plus de séricite, puis de chlorites, sans que ces minéraux parviennent à former la majeure partie de la roche. On retrouve ensuite des quartzites séricitiques parfois très schisteuses (schistes sériciteux des Pointes d'Essertse de Vallet). Plus au S encore la roche redevient un peu plus chloriteuse et souvent plus gneissique; des faciès semblables se poursuivent jusqu'aux porphyres quartzifères.

La série offre toutes les transitions entre les quartzites pures et les gneiss séricito-albitiques. Les minéraux ferromagnésiens sont le plus souvent en concentration assez faible, mais localement, ils peuvent conduire à la formation d'ovardites, parfois même de prasinites à albites, chlorites, épidotes, qui contiennent une forte proportion de minerais (leucoxène, ilménite). D'une manière générale, on peut dire que les termes les plus quartzitiques se trouvent vers le N (donc près du Trias), alors que les termes les plus gneissiques sont au S, près des Schistes de Casanna inférieurs. Dans certaines régions comme au Mondra, les chlorites sont uniformément réparties dans toute la roche alors qu'ailleurs (E du lac des Vaux, par exemple), elles sont surtout concentrées dans de minces niveaux qui alternent avec des roches feldspatho-quartzitiques beaucoup plus claires. On obtient une sorte de gneiss rubanné dont la figure nº 2, planche III, de la publication de C.-E. Wegmann de 1931, donne une très bonne représentation. Le «graded bedding» rencontré confirmerait la position renversée de la plus grande partie de la série du Greppon-Blanc.

La nature détritique, la granulométrie originelle du sédiment se laissent reconnaître en de nombreux endroits. Assez souvent on voit d'anciens niveaux conglomératiques (parfois polygéniques), alors qu'ailleurs quelques galets de quartz sont mêlés à du matériel quartzo-séricitique. Les roches riches en

minéraux phylliteux (séricite surtout, accompagnée parfois de chlorite) représentent le matériel plus fin, plus argileux (schistes sériciteux des Pointes d'Essertses, gneiss du Mondra). En certains endroits, une pigmentation charbonneuse peut devenir suffisamment intense pour tacher les doigts (entre col de Chassoure et Pt 2784).

A l'E du Lac des Vaux, au N du Pt 2784, on rencontre quelques minces niveaux dolomitiques qui permettent de considérer la série du Greppon-Blanc comme la continuation vers le NE de la série du Mont-Laget (A. de Szepessy, 1949; J.-P. Schaer, 1959). Nous ne disposons pour le moment d'aucune donnée qui nous permette d'expliquer la très grande différence de cristallinité et peut-être de métamorphisme qui existe entre ces deux séries que ne sépare qu'une vallée.

Les porphyres quartzifères qui forment la base de notre série du Greppon Blanc (J.-P. Schaer, 1959) sont des tufs. Un échantillon de ces roches récolté près du barrage de Cleuson (pl. I, fig. 1) en illustre la nature composite (présence de nombreux rognons vert sombre, sériciteux, riches en minerais, qui représentent probablement d'anciennes projections volcaniques actuellement fortement déformées).

La foliation et surtout le microplissement sont très développés dans la série du Greppon-Blanc. Les plis y sont très fréquents. Les lentilles de quartz sont abondantes surtout dans les faciès les plus acides; elles représentent parfois d'anciens galets déformés, mais le plus souvent ce sont des veines d'exsudation (C.-E. Wegmann, 1931, pl. V, fig. 6).

La nature détritique de la série du Greppon-Blanc ne fait aucun doute, mais il est probable qu'il s'y mêle une composante volcanique importante formée de tufs acides plus ou moins remaniés. Ainsi l'abondance de l'albite dans certains horizons s'explique-t-elle aisément (A. Amstutz, 1954).

La série du Mont-Gond.

La série du Mont-Gond pose une série de problèmes stratigraphiques, tectoniques et pétrographiques assez complexes. Nous devons reconnaître objectivement que nous n'avons pas

pu consacrer assez de temps et d'efforts à ce sujet qui paraît, à première vue, assez ardu.

La série du Mont-Gond telle que nous la définissons est un complexe quartzitique, peu métamorphique, situé tectoniquement en avant de la zone triasique du synclinal des Chèques. C'est donc avant tout une unité tectonique composée, de roches qui possèdent de nombreux caractères des Schistes de Casanna supérieurs. La particularité la plus frappante est une granulométrie originelle très grossière et très largement répandue.

Il est souvent difficile de délimiter précisément cette unité tectonique (cf. partie tectonique). Indiquons ici simplement que, du Val d'Hérémence au Val de Bagnes, on rencontre presque toujours entre les Schistes de Casanna inférieurs et le synclinal des Chèques, des roches quartzitiques peu métamorphiques; entre le Val de Nendaz et le Lac des Vaux, elles prennent un développement assez considérable puisque leur puissance peut atteindre et dépasser 500 m. Sur la rive gauche de la Printse, le Mont-Gond est formé uniquement de roches appartenant à ce complexe. C'est entre ce sommet et l'arête située au S du Mont-Rogneux (E de Verbier), soit sur une distance qui, à vol d'oiseau, ne dépasse pas 5 km, que le complexe garde une puissance et une individualité qui nous conduit à le ranger dans un groupe à part: la série du Mont-Gond [1].

A nouveau, on ne constate pas une limite précise entre la série du Mont-Gond et le Trias. Aux Dents-Rousses, après les quartzites massives et fines qui supportent les cornieules, on arrive par transitions graduelles à d'autres roches quartzitiques plus grossières, dans lesquelles on observe fréquemment des galets de quartz roses. Ces horizons, qui peuvent être à moins de 10 m des faciès typiques du Trias, passent à d'autres assises quartzitiques de plus en plus riches en micas blancs. L'aspect de la roche altérée est beige gris; on voit une très grande quantité de rognons de quartz (galets écrasés, produits d'exsudation). On reconnaît par place des horizons conglomératiques.

[1] Un complexe épais de roches détritiques grossières, qui sur la rive W de la vallée de Bagnes se trouve sous la série du Mont-Laget, semble se rattacher pétrographiquement et tectoniquement à la série du Mont-Gond.

Des quartzites assez massives, bien litées, se rencontrent principalement au S de la formation, parfois en contact avec les cornieules.

Dans la région même du Mont-Gond, les seuls éléments phylliteux rencontrés sont des micas blancs, parfois assez bien développés. Lorsqu'on se dirige vers l'W, la proportion des chlorites augmente. Près du Lac des Vaux, on trouve plusieurs horizons ovarditiques. Les albites recoupent en général le fond chloriteux à l'emporte-pièce et sont toujours chargées d'inclusions charbonneuses, de séricite et d'un peu d'épidote. Avec ces faciès verts, on a parfois de la peine à situer avec précision la limite entre la série du Mont-Gond et les Schistes de Casanna inférieurs composés de prasinites, d'ovardites et de gneiss chloriteux.

Dans la série du Mont-Gond, les faciès chloriteux, comme les niveaux conglomératiques présentent une extension latérale assez réduite. Ce sont des lentilles plutôt que des horizons. Ils contribuent à nous faire admettre que la série du Mont-Gond représente un complexe deltaïque à sédimentation très rapide et très changeante.

Signalons encore que dans la série du Mont-Gond comme dans la série du Greppon-Blanc, des horizons de quartzites albitiques peuvent représenter le remaniement des formations volcaniques acides. On rencontre, en association avec des galets de quartz roses, une concentration de quartz très limpides qui rappellent beaucoup ceux des porphyres quartzifères; ils peuvent former près de 40% de la roche.

Les galets de la série du Mont-Gond.

Nous avons examiné en lames minces, quelques galets de la série du Mont-Gond dont la nature nous paraissait particulièrement intéressante.

Seuls les galets les plus résistants aux actions d'écrasement et de laminage apparaissent nettement dans les affleurements. Les galets de quartz eux-mêmes, qui devaient former la majeure partie de la formation au moment de son dépôt, sont parfois fortement déformés. Toutes les roches plus plastiques (roches

vertes éventuelles, schistes, calcaires, etc.) n'ont laissé que des traînées qui ne permettent plus des investigations microscopiques précises.

Dans l'ensemble de la série du Mont-Gond, on peut récolter de-ci de-là, des galets sombres, gris noir, parfois un peu bleutés; ils ne présentent presque jamais de traces de déformation. Ce sont des tourmalinites qui peuvent contenir une proportion de tourmaline qui dépasse 80%. Le pléochroïsme des cristaux bien développés est très marqué; la couleur et l'intensité peuvent varier dans un même individu; les teintes les plus sombres vont du bleu vif au brun presque noir. Dans quelques cas on voit des sections prismatiques très bien zonées, formées par des couronnes successives d'un bleu plus ou moins intense.

Nous avons, dans cette série du Mont-Gond, récolté quelques galets qui évoquaient d'anciens granites ou gneiss. Au microscope, on est frappé par l'absence totale de minéraux ferromagnésiens (amphiboles ou biotites); la muscovite est souvent en faible proportion. Les minerais sont abondants et finement cristallisés. La roche est composée de quartz et surtout de feldspaths. Dans tous les cas examinés, on reconnaît des perthites (feldspaths potassiques plus ou moins albitisés). Ces anciens cristaux d'orthoses sont assez souvent cassés et traversés par des veines de quartz. Nous retrouverons en place des roches très semblables dans les Schistes de Casanna inférieurs (granitogneiss du type Tion), mais il est évident que cette analogie pétrographique n'implique pas nécessairement une relation de parenté.

Résumé.

Du Val d'Hérémence au Val de Bagnes, on trouve sous les formations mésozoïques du synclinal des Chèques des formations détritiques très quartzitiques qui sont probablement l'équivalent des Schistes de Casanna supérieurs. C'est la série du Mont-Gond. Elle repose en discordance tectonique sur les Schistes de Casanna inférieurs, alors qu'il doit y avoir passage graduel aux quartzites du Trias. La série serait renversée.

Le Permo-Carbonifère.

En 1911, E. Argand, introduit l'expression de Permo-Carbonifère dans le Pennique valaisan. Mais c'est C.-E. Wegmann, en 1923, qui est le premier à présenter une étude détaillée des formations qui sont réunies sous cette dénomination.

J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) reprennent ce terme pour les conglomérats de Tion, d'Hérémence, de la Dent-de-Nendaz et les roches qui leur sont associées.

Comme J.-M. Vallet l'indique, ce sont (p. 389) « des formations détritiques plus grossières que les Schistes de Casanna en général. Elles en diffèrent encore par leur métamorphisme moins intense et par une absence totale de roches à porphyroblastes d'albite et de roches basiques et acides ».

Pour notre part, nous n'avons entrepris qu'une étude partielle de cette zone, qui suit la bordure N du territoire que nous avons prospecté, depuis le village d'Hérémence jusqu'à l'W de Sarreyer dans le Val de Bagnes. Le plus souvent, la limite entre cette formation et les Schistes de Casanna inférieurs qui la surmontent, est nette. Ce n'est que dans le Val de Bagnes que la présence de roches très schistifiées dans les deux formations rend la cartographie délicate.

J.-M. Vallet (1950), qui fait entrer dans cette formation les gneiss de Tion, a divisé, grâce à une étude minutieuse, la région comprise entre Hérémence, Tion et Vex, en sept secteurs, caractérisés chacun par un type pétrographique particulier qui se trouve, à son tour, divisé en sous-types. J.-J. Calame ne reprend, pour la région de Nendaz, que trois termes de la classification de J.-M. Vallet:

1° la série de la Dent-de-Nendaz (équivalent partiel de la série conglomératique de Tion);

2° les faciès schisteux et dolomitiques (Verrucano);

3° les arkoses de Tion (gneiss de Tion de C.-E. Wegmann).

Il nous paraît préférable, par droit d'ancienneté, de garder le nom de série conglomératique de Tion, plutôt que de prendre le terme nouveau créé par J.-J. Calame.

Pour des raisons que nous développerons par la suite (p. 518), nous pensons que les gneiss de Tion ne font pas partie des formations permo-carbonifères. D'autre part, nous estimons que les nombreux faciès introduits par J.-M. Vallet ne peuvent pas, pour le moment, contribuer à clarifier la connaissance de cette zone, parce qu'ils ont une signification par trop locale. Seule la mise en évidence d'horizons précis ayant une extension latérale importante permettra de débrouiller à la fois la forme de ces masses et leur stratigraphie. Nous ne garderons, dans la zone permo-carbonifère, que les divisions suivantes:

a) la zone des conglomérats de Tion;

b) les faciès schisteux et dolomitiques, en précisant que la majeure partie de nos observations se rapporte à la première des divisions.

La série permo-carbonifère est renversée. Stratigraphiquement, sa base repose en discordance sur les formations des Schistes de Casanna inférieurs, alors qu'à son sommet on passe par lente transition aux quartzites du Trias.

Comme J.-J. Calame (1954) l'indique, l'ensemble du Permo-Carbonifère est affecté par une tectonique très complexe, qu'il est malaisé de débrouiller par manque de repères stratigraphiques précis. Cette série peut avoir environ 1,5 km de puissance dans la région d'Hérémence, près de 2 km ou plus dans le Val de Nendaz, alors qu'elle tend à se réduire à nouveau dans le Val de Bagnes (1 km). Il est presque certain que des plis créent des redoublements par place, alors que les efforts tectoniques ont contribué presque partout à un écrasement important. Près de l'alpe de Tion, on peut facilement observer ces deux phénomènes; l'écrasement est très marqué dans le Val de Bagnes.

Discordance entre la série de Siviez et le Permo-Carbonifère.

Le contact entre les Casanna inférieurs de la série de Siviez et le Permo-Carbonifère est affecté par la tectonique qui a étiré les roches; on peut tout de même y faire les observations suivantes: les niveaux détritiques du Permo-Carbonifère reposent

sur les termes très variés des Schistes de Casanna inférieurs (granito-gneiss de Tion, roches vertes, gneiss albitiques, etc.). Les roches vertes qui forment une bonne partie de la série de Siviez sont absentes du Permo-Carbonifère où elles ne se rencontrent que sous forme de galets écrasés dans les premiers horizons conglomératiques (Col des Mines); sur le versant E du Val de Nendaz, à 1900 m d'altitude, au SW du Pt 2022, les roches vertes rubannées (prasinites) de la série de Siviez, passent, sans laisser de place à des dislocations tectoniques, à un conglomérat gris, typique de la formation permo-carbonifère. En plus, les deux séries se distinguent par le degré de métamorphisme qu'elles ont atteint.

Ces remarques nous engagent à penser que le Permo-Carbonifère a été transgressif sur les Schistes de Casanna de la série de Siviez, à l'époque où ceux-ci étaient déjà plissés et métamorphisés.

Signalons qu'en certains points (Vacheret, SE de Verbier), on rencontre dans les premiers horizons conglomératiques, des accumulations de galets de roches éruptives acides (avec phénocristaux de quartz et plagioclases).

La série des conglomérats de Tion.

Base stratigraphique des formations permo-carbonifères, la zone des conglomérats de Tion est formée par un puissant ensemble de roches détritiques. On y rencontre de nombreuses assises conglomératiques qui, souvent, laissent apparaître leur nature polygénique (conglomérats d'Hérémence, de Tion, de la Dent-de-Nendaz). Ces horizons passent à des faciès plus gréseux, gris, souvent assez foncés. Les roches détritiques grossières sont surtout abondantes dans la chaîne de la Dent-de-Nendaz, alors qu'à l'W et à l'E (vallée de Bagnes et Val d'Hérémence) elles sont plus rares. La coloration sombre est souvent due à une pigmentation charbonneuse. C.-E. Wegmann (1923) signale la présence de petits morceaux d'anthracite, le long du bisse d'Hérémence, au-dessus du village du même nom. J.-M. Vallet indique qu'il n'a pu retrouver ces affleurements. Ces roches sont certainement en relation avec les schistes gris

et noirs qu'on peut suivre depuis le hameau d'Ayer jusqu'au dessus d'Hérémence. La substance charbonneuse est souvent assez abondante pour tacher les doigts. C'est surtout dans la partie E de la formation conglomératique de Tion qu'on trouve un grand nombre d'horizons gris sombre ou noirs. Dans la région de Nendaz, ces faciès sont rares, alors qu'ils réapparaissent moins typiques, il est vrai, dans la vallée de Bagnes.

Ceux qui ont étudié cette formation avant nous, avaient été également frappés par son aspect peu métamorphique, qui l'oppose aux Schistes de Casanna inférieurs et supérieurs. Le développement des albites, dans toute la série, est faible; les traces de structures sédimentaires sont très souvent visibles. Cependant, par endroits, comme dans la région d'Hérémence, dans celle du Sapey (Val de Nendaz) ou près de l'usine électrique de Champsec (Val de Bagnes), on note des débuts de remobilisation de la substance feldspathique et quartzitique pouvant conduire en des points privilégiés à la formation de véritables gneiss albitiques, où la structure sédimentaire primitive tend à s'effacer.

Les faciès schisteux et dolomitiques.

Dans les unités tectoniques inférieures (stratigraphiquement supérieures) du Permo-Carbonifère, l'aspect général de la formation change, sans qu'il soit possible de placer une limite très précise ou de situer une discordance quelconque.

Dans un ensemble constitué essentiellement par des sédiments relativement fins (grès) ou très fins (schistes et phyllites) de teinte grise souvent assez claire, on distingue quelques horizons qui contiennent des lentilles et des galets de calcaire dolomitiques. Le métamorphisme est faible.

On sait que les roches dolomitiques (brèches et horizons continus) sont assez peu fréquents dans le paléozoïque de la nappe du Saint-Bernard. On peut se demander si cette constatation permet d'attribuer un même âge à toutes les formations antétriasiques qui en contiendraient et, de plus, d'en faire, par analogie avec les roches permiennes du Glaronnais, du Verrucano (Vallet, Jäckli, Calame).

Nous pensons qu'on peut suggérer les rapprochements suivants: Permo-Carbonifère à brèches dolomitiques = ? série du Laget (formation volcanique avec brèches et horizons dolomitiques) = ?? éventuellement Permien glaronnais. Pour les horizons valaisans, il faut par contre renoncer à la dénomination de Verrucano, puisqu'il a été prouvé que le Verrucano typique est un sédiment carnien (L. Trévisan, 1955) et que cette appellation ne convient nullement aux sédiments alpins d'âge permien.

Les schistes de Casanna inférieurs.

Ce sont des formations gneissiques *polymétamorphiques* qui contiennent beaucoup de roches vertes, des prasinites surtout (C.-E. Wegmann, 1923). Très souvent, elles sont riches en feldspaths et possèdent une cristallinité plus marquée que les Schistes de Casanna supérieurs. A l'affleurement, elles sont plus massives et plus sombres que ces derniers. Dans le secteur que nous avons étudié, on distingue deux zones formées par de telles roches:

a) au S, la zone du Métailler décrite par N. Oulianoff en 1955;

b) au-dessous du synclinal des Chèques, la zone de Siviez, qui fut étudiée successivement par C.-E. Wegmann (1923), J.-M. Vallet (1949) et J.-J. Calame (1954).

Ces deux complexes tectoniques sont formés de roches qui au départ pouvaient être semblables. Actuellement, on y observe des différences sensibles, dues aux transformations qu'elles ont subies depuis leur dépôt ou leur mise en place. Cela va nous obliger à les traiter séparément. Considérons tout d'abord leurs traits communs.

Dans les Schistes de Casanna inférieurs, on rencontre de grandes quantités de roches vertes, dont les représentants les plus fréquents sont les prasinites et les ovardites (sur le terrain la distinction de ces deux types n'est pas toujours possible). A côté de ces formations, dont une bonne partie dérive d'anciens tufs ou de leurs produits de remaniement, on constate des gabbros métamorphisés qui apparaissent toujours en len-

tilles dans un complexe d'autres roches vertes. Ces anciennes masses éruptives se reconnaissent par la présence de gros cristaux trapus (qui peuvent atteindre jusqu'à 2 cm); ce sont d'anciens pyroxènes actuellement transformés en amphiboles ou même en chlorites. Ils forment près du 50% du volume de la roche et sont répartis sans ordre dans une masse chloriteuse où apparaît de l'albite et de l'épidote. Dans les affleurements typiques, la roche est massive sur une épaisseur qui peut atteindre plus de 50 m. Sur les bords de la lentille, on remarque peu à peu l'apparition de plans de déformation qui tendent à aligner et à écraser les gros cristaux puis à les faire disparaître totalement. On aboutit à des chloritoschistes, à des ovardites, ou des prasinites si l'albite reste en quantité suffisante. Nous n'avons jamais pu observer que les limites actuelles de ces masses gabbroïques correspondaient à leur disposition primitive; nous pensons même que ces gisements sont toujours quelque peu exotiques.

On reconnaît, dans les Schistes de Casanna inférieurs, des roches détritiques, souvent conglomératiques, mais qui, à l'inverse des formations semblables des Schistes de Casanna supérieurs, contiennent le plus souvent une assez forte proportion de chlorites qui leur donne un aspect plus sombre. Ces niveaux détritiques sont souvent accompagnés d'assises où la proportion de substances charbonneuses est suffisante pour tacher les doigts.

A part quelques niveaux de schistes qui n'occupent qu'un volume limité (chloritoschistes, séricitoschistes, schistes à chloritoïdes, schistes graphiteux), le reste des Schistes de Casanna inférieurs est formé de gneiss, principalement de gneiss albitochloritiques avec ou sans amphiboles.

La série du Métailler.

Le territoire qui s'étend entre la zone du Combin et l'horizon de porphyres quartzifères limitant au N les Schistes de Casanna inférieurs, est occupé par un vaste complexe où dominent des roches chloritiques d'aspect sombre. N. Oulianoff (1955) figure schématiquement cette zone dans sa note et la baptise du nom d'un des sommets importants qu'elle forme: *zone du Métailler*.

Nous appellerons série du Métailler les formations des Schistes de Casanna inférieurs dont se compose la presque totalité de cette zone. Si, en gros, nous assimilons actuellement sa limite S avec la zone du Combin, nous devons reconnaître que nos investigations dans cette direction n'ont pas été assez poussées. Il semble, en particulier, que des formations se rattachant aux complexes des Schistes de Casanna supérieurs, séparent le Trias de la zone du Combin, des Schistes de Casanna inférieurs. La tectonique de cette région est complexe et les recherches doivent être poursuivies pour préciser la succession et la forme des différentes écailles.

Ces dernières années, aucune description de détail n'a été entreprise dans la zone du Métailler. Le travail d'Oulianoff (1955), groupe un ensemble de considérations sur les Schistes de Casanna et sur le métamorphisme. E. Witzig (1948) n'a fait qu'effleurer l'étude des Schistes de Casanna. Il faut remonter aux années 1910-1925 pour signaler les études pétrographiques de T. I. Woyno (1911) et de H. Tschopp (1923) qui précisent les recherches de Duparc (1896, 1901) et celles de U. Grubenmann (1906). En 1931, C.-E. Wegmann publie, dans un travail consacré à des problèmes tectoniques, des remarques sur les Schistes de Casanna et en particulier sur les roches de la série du Métailler. La note de T. Hagen de 1951 qui se rapporte à l'étude de la zone du Combin sur le flanc E de la vallée de Bagnes, ne fait que mentionner les Schistes de Casanna.

La série du Métailler est formée d'un ensemble de roches qui se laissent difficilement classer avec précision, tant les transitions sont fréquentes. Des apports volcaniques importants (tufs, agglomérats, laves, sills), se sont mêlés en quantité variable à une sédimentation détritique normale. A l'origine, le gros de la série devait déjà être peu différencié. Les actions tectoniques, le métamorphisme complexe, ont renforcé l'impression de désordre. Dans une bonne partie de la zone, les conditions de pression et de température ont permis la mobilité en grand, du quartz, de l'albite, des carbonates. Il n'est, de ce fait, pas étonnant de constater, qu'il est souvent impossible de parvenir à l'identification de la roche de départ.

Sans entrer dans des considérations par trop pétrographiques, que nous développerons encore par la suite, nous présentons ici une revue des principaux types de roches qu'on peut distinguer sur le terrain:

les gabbros métamorphiques,
les pillow lava,
les prasinites,
les prasinites à glaucophane et autres roches à glaucophane,
les gneiss albitiques à chlorites et séricites,
les gneiss à amphiboles, chlorites et séricites,
les roches à carbonates
les roches nettement détritiques (conglomérats),
les horizons charbonneux,
les schistes et gneiss à chloritoïdes,
les serpentines,
les gneiss à grenats.

On voit dans notre énumération que nous avons mêlé des termes génétiques avec d'autres qui caractérisent les associations minéralogiques. Pour le géologue de terrain, le terme génétique s'impose souvent comme une simplification pour des roches qui peuvent présenter de très grandes variabilités pétrographiques. Ainsi dans les pillow lava, on rencontre presque tous les types de roches vertes (prasinites, prasinites à glaucophane, ovardites, schistes chloriteux, prasinites carbonatées, gneiss albitiques, etc.). Les descriptions minutieuses peuvent apporter des éclaircissements sur l'évolution pétrographique de ces séries, mais ne fourniront que peu de renseignements sur les grandes lignes de l'histoire géologique et stratigraphique de l'ensemble de la région. Pour ces raisons, nous avons préféré la terminologie génétique, toutes les fois qu'il nous était possible de l'appliquer.

C'est dans sa partie N, au contact des Schistes de Casanna supérieurs, que la série du Métailler se présente sous son aspect le plus différencié. Nous allons examiner deux profils que nous avons relevés dans ces formations, en essayant tout d'abord de faire ressortir les complications et diversités, pour dégager ensuite les grands traits.

Profil entre le Bec-de-la-Montau et le Métailler.

Ce profil se situe dans les crêtes qui séparent le Val de Nendaz du Val d'Hérémence. Les assises qui sont verticales ou voisines de cette position dans la partie N (avec un plongement encore nettement S dans les parties basses: Cleuson, Orchera) se renversent et se couchent peu à peu; elles plongent de 25° vers le N près du sommet du Métailler (cf. profils, planche X).

Au S du Bec-de-la-Montau, nous trouvons les termes inférieurs (stratigraphiquement parlant) de la série des Schistes de Casanna supérieurs. Ce sont des quartzites albitiques séricitеuses, parfois un peu chloriteuses avec quelques niveaux conglomératiques. Entre le Pt 2827 et la Pointe-de-la-Rosette se situe un sommet intermédiaire où les horizons de porphyres quartzifères forment de très beaux plis. C'est là que nous situons la base des Casanna supérieurs. Au S d'un petit couloir herbeux, on remarque des roches plus sombres, tachées de rouille: ce sont des ovardites très tectonisées et des gneiss chloritiques, associés probablement avec d'anciens conglomérats (fig. 29).

Pour éviter les affleurements très altérés des crêtes, il est préférable de suivre le fond de la vallée de Crouye Grandze. Les porphyres quartzifères se situent là, un peu au-dessus de 2600 m. De part et d'autre de ces roches, on rencontre des horizons conglomératiques quartzitiques de teinte très claire. Nous les rattachons encore à la formation des Casanna supérieurs.

Plus au S, on traverse des schistes et des gneiss chlorito-séricitеux (alt. 2660 m); dans ces roches, contenant parfois des chloritoïdes, se situent des horizons riches en carbonates avec quelques rares taches d'azurite et de malachite. Le ton gris bleuté de la plupart des gneiss et des schistes est dû, pour une bonne part, à l'abondance d'hématite et d'ilménite qui s'y trouvent dispersées sous forme de fines paillettes (des roches semblables se rencontrent en Vanoise méridionale et dans le massif d'Ambin, « Gneiss albitiques et schistes bleus » décrits par Ellenberger, 1958*a*). Dans notre coupe, en remontant la vallée, on parvient ensuite à des ovardites (dont certaines sont conglomératiques), puis à des prasinites qui alternent avec des faciès de roches vertes très riches en carbonates. Ensuite des

schistes sériciteux se rencontrent jusqu'à l'altitude de 2750 m où l'on traverse des schistes et des gneiss albitochloritiques mouchetés de taches de chlorite sombre. L'expérience nous a montré que ces chlorites représentent souvent d'anciens grenats transformés.

A cette même altitude on remarque également un horizon schisteux assez riche en substance charbonneuse pour tacher les doigts. Des schistes à chlorites et séricites, puis une roche très riche en carbonates suivie de prasinites massives et très typiques, nous conduisent jusqu'à 2780 m où un nouvel horizon charbonneux précède des horizons prasinitiques à albitisation en miches (cf. partie pétrographique, p. 603 et pl. VII, fig. 24). Des gneiss et des prasinites nous mènent jusqu'au petit lac du Pt 2997. Peu au-dessus, une épaisse formation de prasinite à épidote et glaucophane, représente un amoncellement important de pillow lava, relativement peu déformés (pl. I, fig. 2); la forme des coussins confirme que, dans ces couches redressées, les assises stratigraphiquement supérieures se trouvent au N. Ces anciennes laves se poursuivent jusqu'à l'W du Pt 3088. De là, jusqu'au sommet du Métailler, nous avons une suite de gneiss et de prasinites. En allant jusque près du petit lac au SE du Pt 2932, on traverse des roches vertes dont certaines sont riches en glaucophane et d'autres montrent des gabbros transformés. Un peu au S du Pt 2932, un petit col est couvert par des débris de roches plus ou moins « graphiteuses ». Dans le flanc E de ce sommet, on peut compter cinq horizons charbonneux dans les schisto-gneiss chloritosériciteux. De là, en descendant sur la Gouille, on remarque des affleurements très affectés par les efforts tectoniques; on se trouve dans la charnière du grand pli du Métailler [1]. On reconnaît vaguement d'anciens pillow lava qui, comme à l'ordinaire, sont formés de prasinites à glaucophane.

En dehors de ce profil, dans la même région, on rencontre quelques roches particulières.

Sur le bord E du glacier qui descend du sommet 3028, de larges cristaux de chloritoïdes (4 à 5 mm) apparaissent dans

[1] Cf. profils, planche X.

des roches carbonatées. D'autres schistes à chloritoïdes à gros cristaux sont particulièrement bien représentés dans le flanc N de la Pointe-de-la-Rosette.

Plus au S encore, dans les parois que domine le sommet 3088, on peut observer des roches vertes du type prasinitique peu à peu envahies par des minéraux clairs (albite et quartz) qui transforment la roche en gneiss très leucocrate. Dans les régions situées plus au S, cette transformation prend une très grande extension (cf. partie pétrographique: albitisation, p. 598).

Profil entre le col des Vaux et le col des Gentianes.

Une autre traversée d'accès relativement facile permet de se faire une idée de la diversité des formations des Schistes de Casanna de la série du Métailler; elle se situe entre le Col des Vaux et le Col des Gentianes, où l'on retrouve le pli du Métailler.

Après les porphyres quartzifères qui forment un petit affleurement à l'altitude de 2770 m, peu au S du Col des Vaux, se dresse la paroi sombre du Mont-Gelé. Ce sommet domine le pays des Schistes de Casanna supérieurs de plus de 300 m. Il est formé par un empilement de couches qui plongent au S. Schématiquement on y observe la succession suivante:

Formations chloritosériciteuses riches en quartz,
Prasinites et prasinites à glaucophane (on reconnaît d'anciens pillow lava),
Gneiss et schistes à chloritoïdes,
Roches vertes dont certaines avec albitisation en miche, parfois transformation en gneiss albitiques,
Gneiss à chloritoïdes et à grenats (surtout bien développés dans les pentes au SE du Col du Mont-Gelé).

Au sommet on retrouve des roches vertes, avec quelques beaux faciès à glaucophane et épidote, et sur la face S, des gabbros transformés.

Du Col du Mont Gelé vers le Pt 2943, on peut reconnaître, particulièrement dans les couloirs au NW, la succession suivante:

Schistes à chloritoïdes,
Gneiss,
Quartzites charbonneuses,
Anciens pillow lava assez déformés,
Quartzites charbonneuses,
Gneiss quartzitiques (anciens conglomérats).

Des gneiss, des roches vertes à glaucophane et à carbonates nous conduisent jusqu'au Pt 2960 où l'on retrouve des gneiss à chloritoïdes. C'est dans ce secteur que se situe la charnière du pli du Métailler. Peu après, on reconnaît des gneiss à grenats, souvent chloritisés, et des quartzites. Le sommet 3007 se situe dans les gneiss albitiques massifs qu'accompagnent des roches vertes à glaucophane; le dernier sommet des Monts-de-Sion est formé de roches vertes fortement albitisées (développement spectaculaire dans les flancs du Pt 2990). Au col on retrouve des roches riches en substance charbonneuse, puis un complexe de roches vertes dont certaines à glaucophane. Là également on reconnaît des pillow lava. Jusqu'au Col des Gentianes, on traverse des roches vertes et des gneiss à grenat où ce minéral peut avoir un diamètre de plus de 1 cm. Ensuite ce sont de nouvelles roches vertes avec des traces évidentes d'albitisation.

On voit par la présentation de ces deux profils, qu'en dehors de petites différences, les grandes divisions semblent se retrouver. Un profil théorique qui correspondrait aux principales formations rencontrées dans la zone du Métailler pourrait s'établir ainsi:

Porphyres quartzifères,
Roches détritiques des Casanna supérieurs,
Roches détritiques des Casanna inférieurs,
Roches vertes, prasinites avec pillow lava,
Gneiss albitiques et gneiss à chloritoïdes,
Roches vertes,
Gneiss à chloritoïdes et horizons charbonneux,
Groupe important de pillow lava (surtout dans la partie E de notre territoire),
Gneiss et roches vertes,
Pillow lava et horizons charbonneux.

Comme il n'est pratiquement pas possible de suivre un horizon stratigraphique repère dans la zone du Métailler, des particularités tectoniques que nous n'avons pas pu mettre en évidence peuvent être la cause du désordre apparent que nous avons cru reconnaître. Il est à remarquer qu'il nous était souvent impossible de comparer deux profils que nous avions relevés sur les deux flancs opposés d'un même sommet. Les difficultés rencontrées sont partiellement dues aux transformations qu'ont pu subir ces roches et au fait qu'il est souvent difficile de faire une diagnose très précise sur le terrain. Mais il est probable que les schistes de Casanna de la zone du Métailler n'offraient, au moment de leur dépôt déjà, que peu d'horizons repères et que l'extension de deux-ci était souvent limitée.

Partie S de la zone du Métailler.

Au S du Métailler et du Col des Gentianes, les transformations dues à la grande mobilité de l'albite, rendent plus difficile encore l'établissement de profils et l'essai d'identification du matériel primitif. En gros signalons que les roches vertes semblent plus abondantes encore. On les rencontre sous la forme de prasinites à carbonates, à épidote et à glaucophane. On reconnaît quelques beaux affleurements d'anciens pillow lava, dans le haut de la vallée de Louvie, entre les Rochers-de-Momin et le Bec-d'Aget. Il y a également passablement d'anciens gabbros (Louvie, région du Pt 2251, la Rionde, le Toueno, les Grands-Bandons, etc.) dont certaines parties passent à des faciès serpentineux (E du Col de Prafleuri, flancs SE des rochers de Momin sous Pt 2959).

Dans cette partie de la zone du Métailler, avec l'augmentation du volume des roches vertes, on remarque une diminution des faciès détritiques et des horizons charbonneux. L'un d'eux est très bien visible et il souligne la structure entre les Rochers-de-Momin et la base de la Rosablanche, près du Col de Cleuson. A d'autres endroits, les albites charbonneuses riches en inclusions deviennent sombres. Dans la vallée de Sevrux sur le flanc NW, des quartzites albitiques très claires représentent probablement d'anciens grès ou conglomérats. Parfois, comme

au Bec-d'Aget, des schistes, des gneiss à chloritoïdes et des gneiss à grenats accompagnent des horizons charbonneux. Des roches semblables comprenant des quartzites, des horizons charbonneux, des pillow lava, des quartzites à chloritoïdes se situent à la sortie de la vallée de Prafleuri, au-dessous et dans les environs du Pt 2371. Dans toutes les roches vertes, mais surtout dans les veines pegmatitiques à albite et quartz qui recoupent ces formations, on rencontre de la tourmaline. Dans un gneiss albitique sombre, provenant d'un affleurement situé au haut du torrent de Lourtier, au N de Rapoué, nous en avons observé en concentration particulièrement importante (50% du volume de la roche). Cet échantillon et les amas rencontrés dans les veines acides nous semblent susceptibles de fournir des galets de tourmalinites comparables à ceux de la formation du Mont-Gond et du Permo-Carbonifère d'Hérémence et de Bramois (cette dernière localité signalée par J.-M. Vallet, 1950).

Insistons encore sur le fait qu'une grande partie des Schistes de Casanna de la zone du Métailler est transformée en gneiss albitiques par les phénomènes d'albitisation (cf. partie pétrographique, fig. 35 et pl. VII, fig. 23 à 25). Les régions du Mont-Fort, du Bec-des-Etagnes, du Mont-Calme semblent particulièrement touchées par ce phénomène qui, sans aboutir à une homogénisation totale, conduit souvent à la formation de gneiss rubannés.

La série de Siviez.

Série de Mâche (C.-E. Wegmann, 1923).
Série d'Eyson (C.-E. Wegmann, 1923).
Série de La Garde (C.-E. Wegmann, 1923).

Comprise entre les formations permo-carbonifères au N, le synclinal des Chèques et les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Mont-Gond au S, la zone de Siviez [1] est une entité structurale formée par des Schistes de Casanna inférieurs. Nous

[1] Alpage du Val de Nendaz, rive gauche de la Printse, où sont représentées un certain nombre de roches typiques de cette série.

n'avons pas pu trouver, dans ce complexe, des horizons repères nous permettant de saisir la géométrie interne de cette masse, ni de fil conducteur qui nous conduise à proposer une stratigraphie même approximative. La tectonique complexe de cet ensemble, les actions métamorphiques anciennes, le métamorphisme alpin, la qualité médiocre de beaucoup d'affleurements, leur situation dans un paysage couvert de moraines ou de forêts, rendent les recherches particulièrement difficiles. Il est fort probable que l'on y rencontre plusieurs séries différentes, mais en l'absence de données précises, nous nous contenterons de considérer comme un tout l'ensemble des Schistes de Casanna de cette unité tectonique.

Les Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez offrent une très grande variété de roches. On y retrouve, à quelques exceptions près, toutes celles qui formaient la zone du Métailler, auxquelles s'ajoute un certain nombre de gneiss et de granites qui ont gardé les traces d'un métamorphisme ancien.

Dans la partie SE de cette zone, dans les environs de Mâche, nous rencontrons les formations les moins métamorphiques du secteur. La succession des assises, leur composition, évoquent des roches sédimentaires relativement peu transformées. En descendant la vallée de la Dixence, et en suivant le bisse d'Hérémence et de Vex, on peut observer au S d'Artseno, des alternances très bien stratifiées de prasinites et de gneiss albitiques. Ces affleurements sont moins spectaculaires que ceux des gorges de la Pontille décrits et figurés par F. Ellenberger (1958*a*, pp. 166-167); ils les rappellent cependant par bien des points. Des horizons quartzitiques avec des lits charbonneux, des gneiss à albites sombres (inclusions de substances organiques) représentent d'anciens grès charbonneux qui sont actuellement lardés de lits prasinitiques d'épaisseur variable, mais le plus souvent assez faible. Ces roches vertes doivent provenir de la transformation d'anciens sills ou de tufs. C'est à cette série peu transformée que C.-E. Wegmann (1923) avait appliqué le nom de la « série de la Garde ».

En allant vers les crêtes de Tion, on passe rapidement à des roches plus métamorphiques qui furent groupées par

C.-E. Wegmann (1923) sous le nom de « série de Mâche ». On y rencontre des alternances de gneiss et de micaschistes plus ou moins charbonneux et des roches vertes (prasinites amphibolites, etc.). Dans les crêtes de Tion, les types gneissiques deviennent dominants; on passe en certains points à des masses qui ne sont pas très éloignées de véritables granites.

Les gneiss de Tion

C.-E. Wegmann (1923) qui signala pour la première fois la présence des gneiss de Tion (orthogneiss de Tion) les place dans le complexe des Schistes de Casanna inférieurs, dans la série de Mâche. J.-M. Vallet publie en 1948, une note consacrée spécialement à l'étude de cette formation, dans laquelle il voit une arkose qui serait d'âge permien, éventuellement permo-carbonifère. (Idem M. Gysin et J.-M. Vallet (1949) et J.-M. Vallet (1950)). Pour nous, l'association minéralogique de ces roches ne paraît pas due aux conditions de sédimentation, mais elle est la conséquence des actions métamorphiques (cf. p. 580). Nous renonçons de ce fait à la dénomination d'arkose, même si les gneiss et granites résultaient de la transformation de telles roches.

Les gneiss de Tion ont, dans le Val de Nendaz, une extension que J.-J. Calame (1953) ne sut pas reconnaître. Ils sont assez bien développés tout au long du flanc E de la vallée et particulièrement le long de l'ancien bisse de Chervé entre la Combire et la Tsa, ainsi qu'au SW de la Meina. A partir du torrent de Tsacha, les actions tectoniques ont par trop transformé ces roches pour qu'on puisse les identifier à coup sûr. Sur le flanc W de la vallée, plus au S encore, ils forment de très beaux affleurements au-dessous de Siviez entre les Pts 1982 et 1736,6.

Il est très souvent difficile de se faire une idée exacte du matériel dont sont formés ces gneiss et plus encore de reconnaître sur le terrain les transformations qu'ils ont subies, tant les affleurements sont mauvais. On ne voit, le plus souvent, qu'un enchevêtrement de plans de cassures où la roche est très altérée. On se trouve en présence d'une sorte de kakirite

P. (Quensel, 1916), vaste brèche tectonique formée de fragments peu déplacés, de forme orthorhombique ou même triclinique. Les travaux nécessités par la construction des ouvrages militaires des crêtes de Tion ont permis de dégager quelques blocs qui ont une allure granitique typique. Aux endroits où J.-M. Vallet signale des conglomérats (que nous n'avons malheureusement pas retrouvés) (J.-M. Vallet, 1950, p. 393, fig. 13, lettre *d)*, nous avons rencontré des roches qui montrent des traces évidentes de transformation. (pl. II, fig. 5 et 6).

Les roches vertes

Les roches vertes occupent un volume important de la série de Siviez, mais les différents faciès sont très inégalement répartis. Les gabbros métamorphiques furent reconnus par C.-E. Wegmann (1923) entre le Val d'Hérémence et le Val d'Hérens. Nous en avons peu retrouvé sur la rive W du Val d'Hérémence, alors qu'ils sont fréquents dans le Val de Nendaz. Dans la région de Siviez, ils forment de beaux affleurements le long du chemin qui va du Pt 1727 au Pt 2071. Dans certaines des roches basiques qui les accompagnent, on trouve des concentrations assez importantes de magnétite titanifère (près du 50%). Dans la vallée de Bagnes, on retrouve des faciès de gabbros métamorphiques près du contact entre les Schistes de Casanna inférieurs et les formations permo-carbonifères. Les affleurements forment des lentilles préservées dans des roches extrêmement schistifiée.

Dans la série de Siviez, ce sont les prasinites et les amphibolites qui forment la plus grande partie des roches vertes. Elles sont particulièrement abondantes près de l'alpage de Siviez, où elles constituent la presque totalité des affleurements jusque sur les crêtes entre les Pts 2439 et 2524. Au-dessous de ce dernier sommet, dans les pentes qui dominent le Rosey, on constate, dans ces mêmes roches, des gneiss albitiques. Sans beaucoup de changement, on retrouve l'association de prasinites, d'amphibolites, de roches vertes parfois albitisées jusque dans les pentes du Mont-Rogneux (E de Verbier), et de là jusqu'à Champsec.

Dans la zone de Siviez, nous n'avons jamais reconnu d'anciens pillow lava. La mauvaise qualité des affleurements ne favorise pas de telles découvertes. Nous pensons cependant que comme dans la zone du Métailler, une bonne partie des roches vertes sont des roches volcaniques transformées. Les roches à glaucophane y sont assez rares. Sur le terrain, nous n'avons reconnu la présence de ces amphiboles sodiques que dans les torrents de la rive droite du Val de Nendaz. Le glaucophane se trouve généralement dans des prasinites, parfois dans des gneiss clairs. En lames minces, nous avons pu constater que ce minéral était plus fréquent qu'il ne le semblait à première vue. Ainsi dans les crêtes de Tion on le trouve dans les roches montrant des traces de granitisation.

Les gneiss.

En dehors des gneiss de Tion et des gneiss albitiques dont une bonne part résulte de migration tardive d'albite [1], on rencontre un certain nombre de gneiss dont les plus fréquents sont certainement les gneiss à grenats.

Au N du Mont-Gond, dans les premiers affleurements des Schistes de Casanna inférieurs, on reconnaît des taches chloriteuses dont la forme et l'éclat évoquent des pseudomorphoses de grenats. A partir de cet endroit, en se dirigeant vers le SW, on peut observer très fréquemment des gneiss à grenat où ce minéral est parfois chloritisé, mais très souvent très bien conservé. Dans le Val d'Hérémence et dans la partie E du Val de Nendaz, les gneiss à grenat existent, mais ne se reconnaissent que lors des études de lames minces (cf. J.-M. Vallet, 1950, p. 344, fig. 4). La présence de gneiss à grenat nous a permis de préciser la limite Casanna inférieurs-zone permo-carbonifère dans le Val de Bagnes où les faciès extrêmement écrasés des deux formations se confondent très facilement.

Dans la région de Sarreyer, en association avec les grenats, on reconnaît quelques affleurements de gneiss à biotite. Ils

[1] Il est souvent difficile de reconnaître ce faciès avec certitude en dehors des lieux où il apparaît dans les roches vertes.

sont le mieux représentés dans le torrent au SE du village, au-dessus du Pt 1128.

Les gneiss et schistes à chloritoïde sont rares dans la zone de Siviez et nous n'en avons pas découvert d'autres que ceux signalés par J.-M. Vallet (1950, p. 363-364) (Val d'Hérémence, près de Riau).

Les gneiss et schistes graphiteux, souvent associés avec des gneiss à albites sombres, ne manquent pas dans la zone de Siviez. C'est dans le Val d'Hérémence qu'ils sont le mieux représentés et le plus fréquents. Déjà rares dans le Val de Nendaz, nous n'avons retrouvé que des horizons à albites sombres dans le Val de Bagnes.

Résumé.

La zone de Siviez est formée d'un complexe de roches gneissiques montrant des traces évidentes de métamorphisme et d'une tectonique complexe. Dans la partie SE, où ces actions furent le moins marquées, on peut admettre que les roches sont formées à partir de sédiments détritiques argilogrèseux, souvent riches en substances organiques, lardés de roches volcaniques (tufs et sills). Il est probable qu'on peut appliquer ce schéma à l'ensemble de la zone.

Les transformations dans la zone de Siviez sont de trois types:

1° feldspathisation potassique aboutissant aux granito-gneiss de Tion,

2° formation de gneiss à grenat et à biotite,

3° albitisation et rétromorphose.

Nous reprendrons plus en détail l'étude de ces métamorphismes dans la partie consacrée à la pétrographie (p. 580) Remarquons encore, qu'une bonne partie du matériel de la zone de Siviez, offre beaucoup de similitudes avec celui de la zone du Métailler. Les divergences qui apparaissent de nos jours pourraient être, pour la plupart, attribuées à l'évolution différente qu'ont subie les deux complexes de même âge depuis leur formation.

Remarques générales sur les schistes de Casanna inférieurs et sur l'age présumé de la formation.

Historique.

Si chacun admet de nos jours que les Schistes de Casanna inférieurs sont antétriasiques et que les Schistes de Casanna supérieurs (tels que nous les avons définis) représentent probablement le Permien, on doit reconnaître que l'accord s'arrête là. Dans les différentes tentatives faites pour dater les Schistes de Casanna inférieurs, trois courants principaux se sont développés avec toute une gamme de variantes:

a) Argand, E. (1911, 1934), Wegmann, C.-E. (1923) considèrent ces formations comme carbonifères et plus anciennes. Ellenberger, F. (1958*a*) admet, pour sa part, qu'il n'y a probablement pas de matériel antécarbonifère en Vanoise, dans les séries équivalentes, de même que Müller (1958) et Plas (1959) aux Grisons.

b) Woyno T. J. (1912), Tschopp, H. (1923) admettent un âge paléozoïque sans se prononcer avec plus de précision. N. Oulianoff (1955 et 1957) qui a repris la chronologie des roches de la nappe du Grand-Saint-Bernard, pense que les Schistes de Casanna inférieurs ne peuvent en aucun cas être contemporains ou plus jeunes que les assises reconnues comme carbonifères de la zone frontale de cette nappe. [1]

c) Pour Staub, R. (1948, 1955 et 1956) et tous ses élèves qui entreprirent des études géologiques régionales en Valais, les Schistes de Casanna sont des formations très anciennes, l'équivalent des assises jotniennes, jatuliennes et caléviennes du Bouclier baltique.

Pour clore cette trop rapide revue, ajoutons que J.-M. Vallet, (1950) reste très prudent. Il ne semble pourtant pas refuser d'attribuer un âge carbonifère aux Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez. J.-J. Calame, (1953) pour sa part préfère ne pas se prononcer.

[1] En cours d'impression, nous avons pris connaissance que N. Oulianoff, dans la notice explicative de la feuille Grand-Saint-Bernard, de l'*Atlas géologique de la Suisse au 1: 25.000*, se rallie à l'opinion de R. Staub.

Nos remarques.

Les deux zones formées de Schistes de Casanna inférieurs sont-elles de même âge? Il n'est pas facile de répondre à cette première question, du fait qu'à l'époque des derniers mouvements alpins, elles se sont trouvées dans des conditions très différentes. Nous avons vu cependant, qu'on y retrouve de grandes analogies, dont la plus marquante est l'importance des roches vertes associées à des roches détritiques souvent charbonneuses. Du point de vue stratigraphique proprement dit, la série du Métailler repose sans trace apparente de discordance sur les formations permiennes des schistes de Casanna supérieurs. La série de Siviez, repose en discordance sur les formations permo-carbonifères. Près du contact, on trouve dans les deux cas, dans les roches les plus jeunes, des éléments de volcanisme acide (bancs de porphyres quartzifères dans l'une, galets de roches volcanique acide dans l'autre). Nous avons vu que le matériel érodé de la série de Siviez a certainement servi à l'alimentation de la formation permo-carbonifère.

Nous résumons en disant:

La série de Siviez est plus ancienne que les roches de la série permo-carbonifère.

La série du Métailler est anté-Schistes de Casanna supérieurs et anté-porphyres quartzifères.

Manquant d'arguments plus précis dans notre région, nous allons essayer d'établir des comparaisons avec la Vanoise, où, dans des roches semblables par leur chimisme et leur position tectonique, F. Ellenberger, a présenté un essai de stratigraphie très attrayant.

Le Paléozoïque en Vanoise.

En Vanoise, F. Ellenberger, (1958*a*), a montré qu'en l'absence d'une chronologie précise basée sur des fossiles, qui ne se réalisera peut-être jamais dans les formations antétriasiques de la zone pennique, nous ne pouvons avoir recours qu'a des suppositions. Cet auteur a eu l'amabilité de venir examiner pendant quelques jours nos problèmes valaisans, puis

de nous guider avec une générosité dont nous lui sommes reconnaissant, dans une grande partie de la Vanoise. Dans ces courses, j'ai été frappé de voir combien les faciès de la Vanoise étaient semblables à ceux du Valais, même si, dans certains cas, les superpositions stratigraphiques des différents termes n'y sont pas totalement comparables. F. Ellenberger nous a fait constater, ainsi qu'il le montre très clairement dans son étude, combien les roches du Paléozoïque de même âge sont différentes lorsqu'on se déplace perpendiculairement à la chaîne. Bearth, (1952, p. 344) faisait des remarques un peu semblables avec le matériel cristallin ancien qu'on trouve entre la vallée du Rhône et Zermatt.

Dans les Alpes françaises, les essais de parallélisme se sont faits en comparant les roches des différents secteurs avec celles qu'on trouve dans la Zone houillère où la chronologie est basée sur des arguments paléontologiques. D'après J. Fabre, (1955) on y trouve la succession suivante, de bas en haut:

1° les grès de la Pra, stériles, correspondant au Westphalien inférieur;

2° l'assise de Tarentaise, schisteuse, avec gisements d'anthracite datant du Stéphanien basal et du Westphalien D.

3° l'assise de Courchevel (Stéphanien moyen): arkoses et conglomérats polygéniques abondants (pratiquement stériles);

4° le Stéphanopermien à faciès versicolore.

Ces formations contiennent de faibles quantités de roches basiques.

De position plus interne, la Vanoise septentrionale est caractérisée, suivant Ellenberger, par une puissante série carbonifère gorgée de sills basiques qui est surmontée par les « schistes bleus » permiens; il y a par place discordance entre le Permien et le Carbonifère. Au sommet se place le Permo-Trias, sans discordance.

Encore plus à l'intérieur de la chaîne, dans le massif d'Ambin, une série grise, assimilable à un Carbonifère stéril, passe sans discontinuité apparente vers le haut, à un complexe de « schistes bleus » et d'arkoses transformées en gneiss albitiques (F. Ellenberger, 1958*a*, p. 147).

Le Paléozoïque dans la partie frontale de la nappe du Saint-Bernard en Valais.

Grâce à une communication de W. J. Jongmans de 1956, citée par N. Oulianoff, (1957), il est prouvé que les assises productives du Valais sont le Westphalien D et le Stéphanien inférieur. (L'analogie reconnue depuis longtemps avec les Alpes françaises correspond donc à une identité). Ces formations carbonifères ne contiennent que très peu de roches basiques (E. Argand, 1911).

A la hauteur de Sion, la Zone houillère est surmontée par une bande de Trias (Trias bordier), dont les quartzites permo-triasiques passent sans trace de discordance aux schistes, grès et conglomérats du Permo-Carbonifère. Stratigraphiquement au-dessous, en discordance, se trouvent les Schistes de Casanna de la zone de Siviez.

Plus au S, le Permo-Trias du synclinal des Chèques est suivi par les Schistes de Casanna supérieurs du Greppon-Blanc, puis par les Casanna inférieurs du Métailler. Nous n'avons pas reconnu de discordance dans les parties internes, mais C. E. Wegmann (1923 et communication orale) a observé immédiatement à l'E de notre région (massif d'Artsinol et Pas-de-Lona), le recoupement des Casanna inférieurs avec pegmatites à muscovite, par les sédiments des Casanna supérieurs.

Nous ferons encore remarquer qu'en Valais, beaucoup plus qu'en Vanoise, sous l'effet de la tectonique, les formations contemporaines se chevauchent et se retrouvent sur une même verticale.

L'opinion de N. Oulianoff.

N. Oulianoff (1955, 1957), dans deux études récentes, énumère les raisons qui le conduisent à penser que les Schistes de Casanna ne peuvent représenter l'équivalent de ce Houiller productif et des séries éventuellement plus jeunes. Nous résumons brièvement les objections de cet auteur:

1° Différence de faciès minéralogiques: les Schistes de Casanna sont atteints d'un métamorphisme profond et total, alors

que le Carbonifère existe à l'état de roches sédimentaires recimentées, mais très peu métamorphiques;

2° L'une des formations, le Carbonifère, est exempt de roches carbonatées;

3° Les Schistes de Casanna, en opposition avec l'autre formation, sont pauvres en roches conglomératiques, alors qu'elles contiennent des assises carbonatées;

4° On constate qu'il n'existe pas sur le terrain de transitions graduelles entre les schistes cristallins et les roches du Carbonifère.

Le métamorphisme dans la Zone houillère.

Dans les profils perpendiculaires à l'axe de la nappe du Saint-Bernard, on constate une différence de cristallinité entre les formations de la Zone houillère et celles des Schistes de Casanna (exemple profil Sion-Dixence). Si l'on considère, par contre, l'ensemble des roches de la partie frontale, on voit qu'il est à peu près impossible de tracer une limite unique qui marquerait une discontinuité dans le métamorphisme des terrains paléozoïques. Si, en partant de Sion, on suit les formations de la Zone houillère en direction de l'W, on se rend compte qu'elles présentent des traces évidentes d'un métamorphisme ancien assez marqué; Fr. Ellenberger (1958*a*, p. 97, note infrapaginale et 1958*b*) signale qu'il a pu observer sur la route entre Liddes et Bourg-Saint-Pierre une série où l'on voit des schistes et conglomérats gris ou versicolores, envahis de lames de biotites, d'yeux feldspathiques, alors que le métamorphisme de l'ensemble paraît relativement faible. Ces affleurements qu'Ellenberger nous a fait visiter, se situent, d'après la carte jointe à la note de N. Oulianoff (1957), dans la Zone houillère. La carte géologique de la Suisse au 200 000, feuille Sion, les situe dans les gneiss associés aux Schistes de Casanna. Nos observations, trop sommaires dans cette région, nous font penser qu'ils pourraient être l'équivalent de certaines parties de la série permo-carbonifère ou appartenir à des unités plus frontales rangées actuellement dans la Zone houillère. Nous avons rencontré des roches tout à fait semblables dans le Val

de Bagnes, en remontant le torrent de Montagnier. Là, les faciès gneissiques accompagnent des assises détritiques et de faibles horizons charbonneux qui ont toujours été considérés comme carbonifères. La roche est en général très peu métamorphique et montre une faible recristallisation, alors que la structure détritique reste nettement visible. A l'altitude de 1170 m, on peut observer la présence dans cette suite de roches, de gneiss œillés dont certains yeux ont plus de 1,5 cm de diamètre. Il n'y a pas de place pour des lames tectoniques. On reconnaît sous le microscope des yeux formés de fragments de feldspaths potassiques que la cataclase a partiellement écrasés, mais pas totalement détruits. Nous avons trouvé également de la biotite non détritique dans des roches qui avaient un aspect peu métamorphique (cf. p. 575).

En Valais, dans la Zone houillère, et les zones situées immédiatement au S, de nouvelles investigations sont nécessaires; on peut espérer trouver des traces de métamorphisme ancien dans les assises que les gisements fossilifères dateraient. Pour le moment, si on ne peut être encore très affirmatif sur le métamorphisme ancien dans la Zone houillère en Suisse, il ne semble pas toujours possible d'utiliser le degré de cristallinité pour séparer stratigraphiquement les Schistes de Casanna et le Houiller. Nous insisterons dans la partie pétrographique sur le fait que les gneiss des Schistes de Casanna doivent beaucoup au métamorphisme alpin, surtout dans la zone du Métailler.

Les roches carbonatées.

Les roches carbonatées sont en faible quantité dans les Schistes de Casanna. On peut en distinguer deux types:

a) les roches carbonatées sédimentaires. Dans les schistes de Casanna supérieurs (série du Greppon-Blanc et surtout du Mont-Laget), de même que dans la série permo-carbonifère, on rencontre des roches dolomitiques qui forment de minces horizons qui sont certainement sédimentaires. Ces roches sont souvent intimement liées aux formations volcaniques;

b) les roches carbonatées liées à la circulation des solutions. Les carbonates sédimentaires, de même que le carbonate des roches vertes (pillow lava, Vuagnat 1946, 1951) ont eu la possibilité de migrer et de se concentrer dans des zones particulières, au cours du métamorphisme alpin (cf. albitisation, p. 606).

L'absence de roches carbonatées dans la Zone houillère pourrait s'expliquer par leur pauvreté en roches volcaniques. Dans des bassins de sédimentation qui à l'époque carbonifère devaient être beaucoup plus éloignés qu'ils ne le sont actuellement, l'apport volcanique a pu être extrêmement différent.

Les roches détritiques.

Nous avons vu que l'on rencontre dans les Schistes de Casanna inférieurs une forte proportion de roches qui dérivent d'anciens grès ou de conglomérats.

Résumé et conclusions.

Nous pensons que les raisons invoquées par R. Staub (1948) pour établir un parallélisme entre les Schistes de Casanna et les roches antécambriennes du Bouclier baltique, sont très fragiles et peu de faits nous engagent pour le moment à rechercher aussi loin des comparaisons que n'envisagent pas ceux qui ont travaillé dans les pays nordiques et en Valais (communication orale C.-E. Wegmann).

Les roches que l'on rencontre en Valais et leur succession présentent de nombreuses analogies avec celles de la Vanoise. Nos Schistes de Casanna inférieurs sont semblables en position et en composition à des roches qui sont tenues, avec de bonnes raisons, pour carbonifères.

Faute d'arguments plus précis, nous admettons que les Schistes de Casanna inférieurs que nous avons étudiés sont carbonifères et nous doutons même qu'une partie puisse être plus ancienne dans la zone du Métailler.

Nous pensons ainsi que le pennique valaisan se trouve dans la continuation de ce que F. Ellenberger (1958*a*) nomme le

«géosynclinal briançonnais archaïque». Les différents témoins que nous pouvons observer actuellement nous montrent qu'une sédimentation détritique se poursuit pendant une très longue période (en Suisse depuis et peut-être avant le Westphalien D, jusqu'au Permien). Différents bassins secondaires ont, déjà à cette époque, une sédimentation particulière, continue en certains endroits, entrecoupée ailleurs par des discordances. Reprises par la tectonique alpine, ces zones de sédimentation pourraient présenter un parallélisme avec les zones tectoniques que nous avons définies (cf. également R. Trümpy, 1958).

Le volcanisme basique des schistes de Casanna.

Nous avons traité ailleurs (J.-P. Schaer, 1959) le volcanisme acide qui se rencontre dans les Schistes de Casanna supérieurs et nous avons dans cette étude-ci ajouté quelques remarques nouvelles (cf. p. 499).

Dans sa conférence sur le rôle des roches basiques dans les Alpes, M. Vuagnat (1952) pose trois questions au sujet des roches vertes des Schistes de Casanna:

1° Quel est l'âge du sédiment ?

2° Quelle est la nature primaire des roches basiques ?

3° Quel est l'âge de la mise en place et du métamorphisme ?

Par la découverte de plusieurs horizons de pillow lava dans les Schistes de Casanna de la zone du Métailler, nous pouvons répondre que les roches vertes dérivent de laves contemporaines de la sédimentation; elles seraient donc carbonifères, si l'on admet nos conclusions stratigraphiques. L'activité volcanique de cette époque s'est très certainement manifestée par des dépôts de tufs, transformés actuellement en prasinites, ovardites, etc. et par des sills dont dérive une partie des gabbros métamorphiques. Les roches qui présentent actuellement des traces d'albitisation en miches (pl. VII, fig. 24) dérivent d'anciens tufs ou d'anciens agglomérats et brèches dont certaines parties furent particulièrement sensibles à l'albitisation (la métasomatose mettrait en évidence des différences

qu'on ne peut souvent plus reconnaître dans les formations ordinaires; elle agirait ainsi comme un révélateur).

Certains affleurements de pillow lava (particulièrement ceux du fond de la vallée de Crouye-Grandze et ceux au SE du Bec-d'Aget) nous prouvent que les laves formaient des accumulations dont l'épaisseur devait certainement dépasser 50 m et peut-être même 100 m (l'étirement de ces masses et les transformations métamorphiques nous empêchent de faire des appréciations précises). La disposition spatiale de ces laves dans les Schistes de Casanna prouve que les coulées furent nombreuses (au moins six importantes dans le profil col des Vaux-Bec-d'Aget-Rosablanche). Elles furent séparées par des dépôts de tufs et par des sédiments détritiques normaux.

Dans les schistes de Casanna, nous n'avons trouvé que rarement, sur le terrain, des roches portant les traces d'anciens cristaux de plagioclases. F. Ellenberger nous a fait remarquer un bloc erratique, peu au-dessus du barrage de Cleuson; les albites y forment des taches à contour rectangulaire de 1 cm à 0,5 cm de côté; dans l'albite se trouvent de très nombreuses inclusions d'épidote et de séricite. En coupe mince, on reconnaît parfois dans les roches vertes des cristaux d'albite qui doivent dériver d'anciens phénocristaux. Nous avons également constaté la présence, dans la série de Siviez (Mont-Rogneux), d'anciennes roches volcaniques acides qui forment de minces lits dans les complexes basiques. On est étonné de constater que les plagioclases qui nagent dans une pâte finement cristallisée, sont de l'oligoclase basique.

Il nous semble difficile de nous prononcer avec certitude sur la composition primitive de tous les types de roches vertes rencontrées dans les Schistes de Casanna, tant les évolutions ont pu être nombreuses.

Les roches des Schistes de Casanna inférieurs forment une « association spilitique » qui s'accorde bien avec l'idée du géosynclinal briançonnais archaïque.

La plupart des idées que nous développons ici au sujet des roches vertes des Schistes de Casanna, sont basées sur des observations faites dans la zone du Métailler; par analogie nous y avons associé les roches basiques de la série de Siviez.

Le tout est à rattacher à ce que F. Ellenberger (1958*a*) nomme le deuxième cycle des roches vertes penniques. En Suisse, la phase magmatique basique la plus ancienne, se trouverait représentée par les amphibolites des massifs hercyniens (cf. entre autres J. Bellière, 1957-1958); les roches vertes des Schistes lustrés formeraient le troisième cycle. L'apport volcanique basique a été très important dans la série du Métailler, nous pensons que le 50% au moins de l'ensemble est d'origine volcanique.

TECTONIQUE

Introduction.

La région que nous avons étudiée se situe dans la zone frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard (IV, E. Argand, 1934); c'est une partie du domaine pennique qu'illustrent les admirables coupes d'E. Argand (1911), (fig. 1). Ce secteur fut intégré dans les synthèses audacieuses qui s'appuyaient principalement sur des travaux de détail faits dans les régions du Simplon, de la vallée de Tourtemagne et dans l'ensemble de la nappe de la Dent-Blanche. Assez rapidement des divergences d'interprétation se manifestèrent, lorsqu'on tenta de placer dans ce cadre majestueux les résultats d'études régionales faites plus à l'W (F. Hermann, C.-E. Wegmann, J.-M. Vallet). Bien qu'ayant plus d'un demi-siècle, la synthèse d'Argand reste actuellement valable dans ses grandes lignes.

Nos recherches avaient pour but de préciser quelques structures, dont certaines étaient connues depuis longtemps, principalement l'éventail de Bagnes (H. Gerlach, 1871) et le synclinal des Chèques., et d'essayer de les placer dans le cadre général. Bien que nos idées soient parfois assez éloignées de celles d'Argand, nos observations et connaissances englobent une trop petite région pour que nous puissions actuellement discuter l'ensemble des problèmes structuraux de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Nous avons plus modestement tenté d'appliquer des méthodes d'investigation différentes sinon totalement nouvelles, pour essayer de comprendre l'histoire tectonique locale.

Entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, en dehors des grandes discordances, nous manquons de repères stratigraphiques précis. Pour analyser les grandes lignes de la région, nous ne disposons que de deux horizons: d'une part, les porphyres quartzifères dont nous faisons la base du Permien, d'autre part, le Trias.

Pour compléter les renseignements de la stratigraphie, et pour éviter le plus possible les erreurs d'extrapolation, nous

avons essayé d'appliquer quelques méthodes de la géologie structurale moderne qui sont enseignées à Neuchâtel par le professeur C.-E. Wegmann.

Au cours de nos campagnes, nous nous sommes efforcés de collectionner toutes les données possibles sur l'orientation des éléments tectoniques. Nous sommes au-dessous de la vérité lorsque nous affirmons disposer de plus de 30.000 mesures pour l'ensemble du secteur étudié et pour les régions immédiatement avoisinantes; mais elles sont loin de présenter toutes le même intérêt et la même valeur. Pendant les premières années de nos travaux en Valais, nous nous sommes familiarisés avec une méthode que nous n'avions jamais appliquée auparavant à des roches et des problèmes de ce genre. et ainsi notre apprentissage a contribué à augmenter fortement le nombre de nos mesures.

Méthode de travail.

Sur le terrain, nous avons mesuré, au moyen d'une boussole, l'orientation de tous les éléments tectoniques rencontrés. Nous en avons étudié simultanément les formes et les caractères pétrographiques, puis tenté d'en comprendre la signification. Il faut à la fois saisir une image aussi objective que possible, envisager les relations que peut avoir l'objet examiné avec d'autres de même ordre de grandeur et le placer dans l'ensemble des observations. A cet effet, les mesures récoltées sur le terrain, dans des secteurs judicieusement choisis, sont reportées sur une projection stéréographique (demi-sphère supérieure), les résultats sont ensuite collectionnés sur des cartes. Cette méthode et ses variantes sont appliquées depuis de nombreuses années (C.-E. Wegmann, 1929, *a* et *b*, E. Cloos, 1937, A. Kvale, 1947, F.-C. Phillips, 1954), elles sont devenues par trop classiques pour que nous les commentions davantage.

Ajoutons que toutes nos mesures furent faites sur le terrain; nous n'y avons pas ajouté, faute de temps, des mesures statistiques d'orientation de minéraux selon la méthode mise au point par B. Sander (1930). Il est évident que la comparaison des résultats microscopiques et macroscopiques présente un

grand intérêt. En les appliquant, nous aurions peut-être trouvé une clef nous permettant de pousser plus loin encore l'étude de certaines formations, tout particulièrement celle des gneiss de Tion.

Revue rapide des éléments tectoniques analysés.

Tout au long de nos recherches, nous avons essayé de séparer l'observation de l'interprétation. Suivant l'enseignement de notre Maître, nous avons tenté de pousser l'analyse cinématique aussi loin que possible, mais nous avons renoncé à entrer dans des explications dynamiques (C.-E. Wegmann, 1929, 1948, 1951, etc.). Nous prenons ici une position à peu près semblable à celle que défend J. Bellière (1957-1958) dans son étude du Massif des Aiguilles Rouges. Remarquons que les synthèses tectoniques anciennes faisaient intervenir dans notre région des considérations dynamiques; il est souvent difficile de ne pas subir involontairement l'influence de cet héritage.

Nous présentons ci-dessous une rapide revue des principaux éléments tectoniques rencontrés et analysons quelques unes de leurs caractéristiques.

Les plans.

a) *La stratification:* La stratification se trouve parfois effacée par le métamorphisme et les effets de la tectonique. Ce sont les horizons conglomératiques qui résistent le mieux.

b) *La schistosité:* Nous n'avons pas à proprement parler de schistosité dans la région étudiée, si nous exceptons celle qu'on rencontre dans quelques horizons argileux du Permo-Carbonifère.

c) *La foliation:* Sous l'influence des recristallisations, les minéraux aciculaires et tabulaires cristallisent dans des plans parallèles et contribuent au débitage de la roche suivant les plans de foliation (P. Fourmarier, 1952). Ceux-ci se rencontrent principalement dans les Schistes de Casanna inférieurs, ils sont souvent parallèles et confondus avec l'ancienne stratification.

d) *Les plans de cisaillement :* Comme peut le faire la schistosité, le cisaillement recoupe les anciens plans (plans de sédimentation, plans de schistosité), mais il y a développement de minéraux dans les anciens et les nouveaux plans. C'est le domaine des microplis et du microplissement de P. Fourmarier. Nous ne pensons pas cependant, que la zone du cisaillement se situe forcément au-dessous de la zone de schistosité (P. Fourmarier). Une roche qui a subi les effets de la recristallisation et qui se trouve dans la zone de schistosité soumise aux actions de plans sécants rapprochés, montrera le développement de microplissement.

e) *Les failles, diaclases et joints transversaux :* Ce sont les plans de discontinuité qui sont relativement espacés. Leur importance est déterminante dans la morphologie. On peut par les repères stratigraphiques et par l'étude des stries, étudier les mouvements qui se sont produits sur ces plans.

Les plis.

On distingue d'après H. Cloos (1936) et E. Cloos (1937) trois sortes de plis:

a) *Les plis véritables* (bent fold, echte Falten);

b) *Les plis de cisaillement* (shear folds, Scherfalten) sont la conséquence des plans de cisaillement. Ce sont eux qui sont les plus fréquents dans la région étudiée. Ils apparaissent avec une grande netteté dans les Schistes de Casanna supérieurs (cf. fig. 2-8, dans C.-E. Wegmann, 1931) (fig. 4, 5). Dans un affleurement, les plus petits plis s'arrangent et constituent un pli plus grand, qui lui-même se rattache à une famille de plis de grandeur à peu près semblable, pour former avec elle, un pli plus grand encore (fig. 6). Ce sont souvent les limites des affleurements qui nous empêchent de pouvoir saisir les plis d'ordre de grandeur supérieurs. On peut reconnaître dans les plis de cisaillement le sens et l'ampleur du déplacement, grâce à des horizons repères; parfois, et c'est souvent le cas dans les Casanna supérieurs du Greppon-Blanc, on aboutit à la formation de « Totfalten » (O. Ampferer, 1938) où les

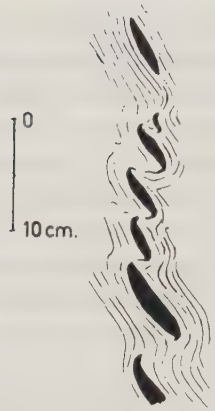


Fig. 4.

Action de cisaillement sur une veine de quartz à peu près parallèle à la stratification.

Schistes de Casanna supérieurs, Chaulué, Val d'Hérémence.

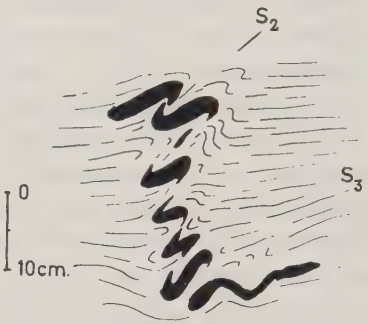


Fig. 5.

Effet de cisaillement sur une veine de quartz s_1 qui fut déformée par des plans de cisaillement obliques s_2; nouvelle foliation horizontale s_3.

Schistes de Casanna supérieurs, Chaulué, Val d'Hérémence.

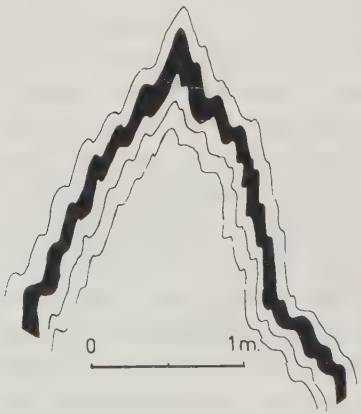


Fig. 6.

Plis de cisaillement complexes, formés de plis d'ordre de grandeur différent. Région de Prafleuri, Casanna inférieurs.

(Grandeur de l'ensemble: environ 2 m.)

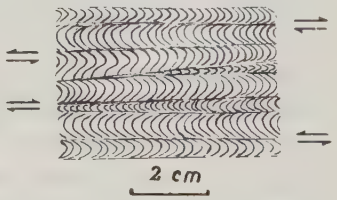


Fig. 7.

Plans de cisaillement aboutissant à la formation de « Totenfalten ».

Schistes de Casanna supérieurs, Mont Loéré.

déplacements se font tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre (fig. 7);

c) *Les flow fold, Fliessfalten* (plis à mobilité interne). Les déplacements discontinus des plis de cisaillement sont remplacés par des déplacements continus dus à la plasticité et à la mobilité interne de la roche. Dans les Casanna inférieurs de la zone du Métailler, sous l'effet de l'albitisation, on rencontre des flow fold, leur géométrie reste ordonnée car les migrations se font le plus souvent parallèlement aux changements lithologiques (fig. 35). Ces plis se distinguent par la variabilité de leur orientation axiale.

Les plis seront définis par leur direction et plongée axiale rapportées aux coordonnées de symétrie de la roche (axe b = axe perpendiculaire au plan de symétrie de la roche = ac).

Les structures linéaires.

Gardant au terme de *linéation* le sens très large donné par E. Cloos, (1948), nous nommerons *structures linéaires*, les linéations qui correspondent à l'arrangement interne de la roche. L'orientation des structures linéaires sera rapportée à l'orientation des éléments de symétrie de la roche (axe de plissement b, plan de symétrie ac).

Nous ne faisons pas entrer dans nos structures linéaires, les *linéations d'intersections*, qui sont les traces des familles de plans sécants (plans de cisaillement) qui apparaissent sur un plan de cisaillement ou sur un plan de foliation. Remarquons cependant que le développement de familles de plans de cisaillement en zone, aboutit à la création d'une orientation interne, qui facilite la cristallisation orientée, ou qui débite les roches en parallélipipèdes très allongés («Griffelstruktur» des auteurs allemands).

Chronologie des déformations.

C'est le domaine de la tectonique superposée qui étudie l'interréaction des structures métachrones (C.-E. Wegmann, 1947). Le principe de la chronologie des déformations est simple puisqu'il peut s'énoncer ainsi: un élément tectonique

est ancien, s'il est repris par une nouvelle déformation. L'application reste pourtant délicate, parce que les traces anciennes tendent à être effacées par les nouvelles et aussi parce que les structures qui se recoupent peuvent avoir le même âge; c'est le cas de l'interférence tectonique (C.-E. Wegmann, 1947).

Pour parvenir à différencier ce qui est métachrone de ce qui est synchrone, on utilisera le fait que les roches possèdent des particularités mécaniques qui varient en fonction de la profondeur à laquelle se fait la déformation. Dans un élément restreint de la roche, des déformations caractéristiques d'étages tectoniques différents ne pourront pas être synchrones. Remarquons cependant, que dans un même étage, et principalement dans les niveaux supérieurs, le type de déformation est également fonction de l'orientation des efforts par rapport à l'anisotropie de la roche et de la vitesse de la déformation.

Lorsqu'on reporte les éléments structuraux sur les cartes et les diagrammes, il importe de garder un symbole différent pour chaque type. Ces derniers sont en quelque sorte les « dérivés » du mouvement, qui par « intégration » peuvent nous donner une image du mouvement lui-même. Le plus souvent les orientations des éléments structuraux ne présentent que peu de discontinuité, parce que la plupart prennent naissance lorsque les mouvements se font dans un milieu qui est lui-même sans grande discontinuité. Les éléments tectoniques qui sont liés aux cassures échappent partiellement à cette règle. Ainsi, nous pensons, contrairement à l'opinion exprimée par F. Ellenberger (1955), que l'étude des linéations, structures linéaires, et autres éléments structuraux, peut, dans une région comme le front de la nappe du Grand-Saint-Bernard, apporter des précisions sur l'histoire des déformations intimes, qui, une fois intégrées, représentent une part importante de la tectonique en grand de ces masses.

Orientation des éléments dans la région étudiée.

Les plis et les éléments de la zone b.

Les mesures de plis effectuées dans l'ensemble de la région étudiée, s'ordonnent bien dans les réseaux stéréographiques.

Dans un secteur limité, on constate qu'il y a toujours parallélisme entre les éléments linéaires (axes de plis de différents ordres de grandeur) et les traces de recoupement des différents plans (foliation, cisaillement, stratification). La belle concordance rencontrée dans la figure 8 se manifeste principalement dans les formations des Schistes lustrés, le Trias, et les Schistes de Casanna supérieurs.

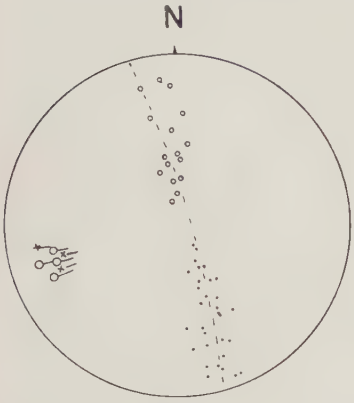


Fig. 8.
Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région du Clocher de Noveli.

•, plan de couche; ◦, plan de cisaillement; ◦—, axe de pli; ×—, structure linéaire de recoupement.

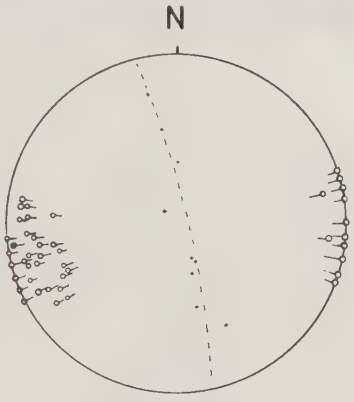


Fig. 9.
Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région de Cleuson.

•, plan de couche; ◦—, axe de pli.

L'orientation des plis de quelques cm ou de quelques dm peut montrer une dispersion marquée. On obtient en projection un faisceau plus ou moins étalé (fig. 9). Sur le terrain déjà, on se rend compte que certains plis n'ont qu'une extension longitudinale limitée; ils se trouvent relayés par d'autres dont la direction est légèrement différente. Lorsque le plissement s'intensifie, la divergence observée dans l'orientation des plis tend également à s'accroître, si le matériel possède une souplesse suffisante, perpendiculairement aux axes de plis. Ceux-ci ne sont plus cylindriques; on se rapproche des condi-

tions qui existent dans la formation des flow folds. Dans la région du barrage de Cleuson, les plis en faisceaux sont certainement synchrones entre eux; leur recoupement est un cas d'interférence (C.-E. Wegmann, 1947).

Dans certains secteurs limités, nous avons pu mettre en évidence une légère obliquité entre la zone stéréographique de la foliation et celle des plans de cisaillement [1]. Les linéations d'intersection présentent un léger décalage avec les axes de plissement construits (fig. 10).

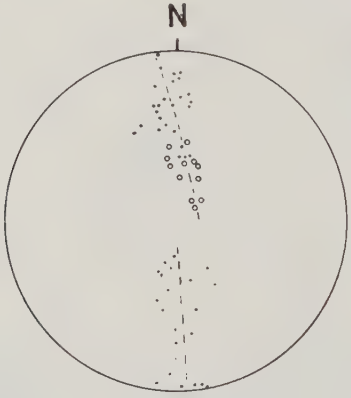


Fig. 10.

Diagramme dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région d'Orchéra.

Légère obliquité entre la zone des plans de couche • et celle des plans de cisaillement ∘.

Dans les Schistes de Casanna de la zone du Métailler, les mesures faites se groupent moins parfaitement dans les diagrammes. La présences de roches basiques, souvent en lentilles ou en corps de poissons, explique assez bien la dispersion observée (fig. 14, 18).

L'ensemble des mesures effectuées s'ordonne extrêmement bien (cf. planche XI). Sur cette carte, nous avons indiqué par

[1] C'est dans ces plans de cisaillement légèrement obliques que nous avons constaté quelques chlorites tardives (Querchlorite). Bisse de Chevré au NE de Cleuson.

une flèche la direction et le plongement axial établis sur nos diagrammes; chaque direction reportée est la résultante d'un ensemble de mesures (1 ou plusieurs diagrammes). Trois faits ressortent nettement:

1° Les directions et plongements des plis présentent dans tout le secteur une continuité remarquable;

2° Les axes de plissement qui dans le Val d'Hérémence, ont une direction sensiblement N-S, s'infléchissent vers le NE lorsqu'on se déplace vers l'W; dans le Val de Bagnes, ils ont souvent une direction NE-SW;

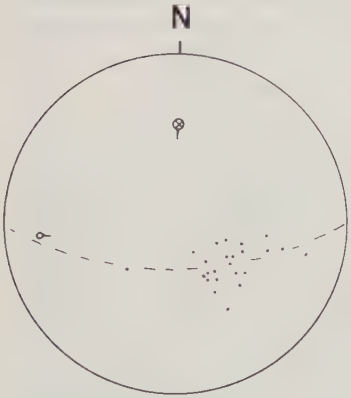


Fig. 11.
Diagramme dans les Schistes de Casanna inférieurs.
Monts-de-Sion-Col des Gentianes.

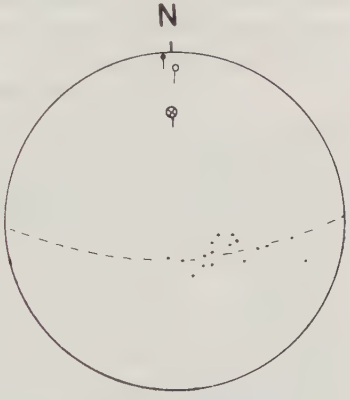


Fig. 12.
Diagramme dans les Schistes de Casanna inférieurs.
Combe de la Chaux-Bec des Rosses.

• plan de foliation, ○— petits plis, •— structure linéaire, ⊗— axe construit.

3° Les structures axiales sont peu inclinées; une plongée axiale généralisée vers l'E ou le NE est surtout marquée dans le Val de Bagnes où elle peut atteindre 30°; elle est faible dans le Val de Nendaz et dans le Val d'Hérémence. Ailleurs les axes sont souvent horizontaux et ils présentent même par places (région de Prafleuri-Dixence) un faible plongement vers l'W.

En dehors de la zone complexe de Tion-Siviez (cf. p. 550), on ne remarque qu'une région aberrante, celle du Col de la Chaux-Bec-des-Rosses-Col des Gentianes. Nous avons figuré sur notre carte la possibilité de plis de direction NS qui présenteraient un faible plongement vers le S. Les diagrammes (fig. 11 et 12) montrent une concentration de points dans un champ trop réduit de la projection stéréographique (couches plus ou moins isoclinales); les petits plis observés nous conduisent à choisir un axe probable de direction N-S, dont la zone engloberait la plupart des mesures de foliation. Nous nous trouvons peut-être seulement en présence d'une flexure locale, de direction sensiblement N-S, qui ne serait que l'exagération locale de la montée axiale dans des couches isoclinales.

Les structures linéaires.

a) *Celles parallèles à l'axe des plis.*

Dans les Schistes de Casanna inférieurs et une partie des Schistes de Casanna supérieurs on remarque une structure linéaire gneissique, qui se trouve être parallèle aux axes de plissement. C'est surtout dans la zone du Métailler qu'elle est fréquente et bien développée. Elle semble être le résultat de cristallisations faites après ou sous l'influence des plans de cisaillement. Les amphiboles (glaucophanes et actinotes) qui cristallisent généralement d'une façon désordonnée dans les plans de foliation, s'y ordonnent en fonction des directions axiales régionales (Vallée de Louvie, E de Fionnay). Pour ne pas surcharger nos cartes, (planche XII) nous n'avons pas fait figurer sur celles-ci, toutes ces structures linéaires gneissiques, qui se trouvent toujours parallèles aux axes de plis; nous n'avons indiqué que les orientations du glaucophane.

b) *Les traces d'étirement.*

Dans une grande partie de la région comprise entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, nous trouvons, sur les plans de stratification, des structures linéaires orientées obliquement à l'axe des plis (l'angle entre le pli et la linéation variant entre 60° et 70°, fig. 14), elles sont souvent assez peu apparentes, mais très fréquentes dans certains secteurs.

Le long de la route qui conduit à Cleuson, dans les derniers lacets avant le pied du barrage, on constate à plusieurs endroits que cette linéation apparaît dans des quartzites albitosériciteux et qu'elle y est plissée.

C'est en étudiant la déformation des conglomérats que nous avons trouvé une explication possible de cette ancienne trace tectonique.

La déformation des conglomérats.

a) *Dans les Schistes lustrés.*

Dans les Schistes lustrés du synclinal des Chèques, on trouve quelques horizons conglomératiques et bréchiques. Les éléments sont des calcaires et des calcaires dolomitiques, liés par un peu de ciment argilocalcaire, cristallisé partiellement sous forme de séricite. Les galets sont trop intimement liés à la roche pour être étudiés isolément. En examinant les coupes différemment orientées, on peut tout de même se rendre compte que les galets ont subi principalement un laminage qui les a transformés en lentilles dont l'épaisseur est 4-6 fois plus faible que les sections mesurées dans le plan de couche. Les galets de calcaire (matériel compétent) se sont déformés souplement, alors que l'on observe de très nombreuses cassures parallèles dans le matériel plus dolomitique (joints d'extension, effet de boudinage). On retrouve dans les horizons conglomératiques des Schistes lustrés, la même opposition qui existe entre le style de déformation cassant des assises dolomitiques du Trias et celui très souple des calcaires des Schistes lustrés pris dans leur ensemble.

b) *Dans les Schistes de Casanna.*

Dans les Schistes de Casanna, tous les galets sont intimement soudés et ne peuvent être extraits isolément. La majorité est formée par des galets de quartz, auxquels s'ajoutent des tourmalinites, des gneiss, des roches dolomitiques. Dans les coupes perpendiculaires aux axes de plis, on observe des sections elliptiques dont le grand axe est parallèle au plan de foliation (qui est confondu en général avec le plan de stratification) (fig. 13). Dans le plan de couche, on retrouve une orientation

parallèle à l'axe des plis. En plus de celle-ci, dans certains cas, on remarque des traînées obliques, parfois sombres (anciens galets de schistes ou de roches basiques) qui forment un angle de 60-70° avec l'axe des plis.

La différence de plasticité des matériaux au moment de la déformation explique le comportement variable des différents galets. Les galets de quartz, relativement rigides, pivotèrent dans le matériel en mouvement; par friction, ils s'allongèrent comme des cigares parallèlement aux axes de plis.

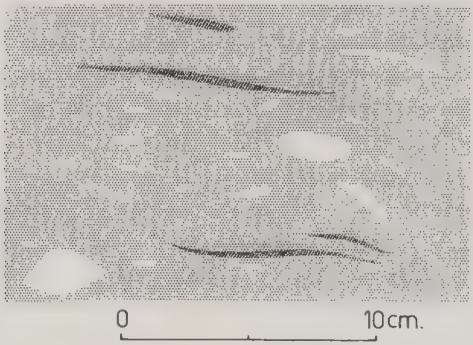


Fig. 13.

Conglomérat déformé. L'Arpetta, près Cleuson.
Galets de quartz plus ou moins déformés et traînées sombres provenant de galets de roches basiques ou de schistes très déformés.

Les galets plus plastiques ont pu absorber les mouvements différentiels; ils firent corps avec la roche et en subirent la déformation intime. La solution proposée permet également d'expliquer assez facilement la présence, dans un même échantillon, de galets quartzitiques peu déformés, accompagnés par d'autres de même composition, qui ne sont pas déformés (fig. 13). L'entourage et la forme de départ du galet jouent un rôle important dans de telles déformations.

Les structures linéaires parallèles aux galets déformés.

Dans toute la région on trouve, parallèlement aux galets étirés obliquement par rapport aux axes de plis, des structures

linéaires; elles sont formées par l'allongement de certains minéraux (amphiboles) ou par des trainées souvent chloriteuses qui se détachent assez nettement sur le fond quartzofeldspathique de la roche, lui-même nettement orienté.

Dans la série du Greppon Blanc, près de la limite entre les Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs, de même que dans le début de la série du Métailler, ces structures linéaires sont abondantes. Nous les avons reportées sur la carte (planche XII) lorsqu'elles apparaissent dans des couches peu inclinées; on

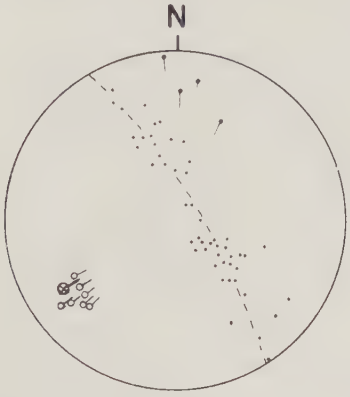


Fig. 14.

Diagramme des plans de couche et de foliation •, des structures linéaires •— et des axes de plis ○— dans les Schistes de Casanna supérieurs entre le Col des Vaux et le Col de Chassoure.

voit qu'elles tendent à s'orienter N 20-N 30° E dans le Val d'Hérémence et le Val de Nendaz, alors que dans le Val de Bagnes, elles deviennent presque N-S. L'angle entre la direction de cette structure linéaire et les axes de plis varie peu.

Sous le synclinal des Chèques et quelquefois peut-être dans le Permo-Carbonifère, on retrouve des structures linéaires semblables et de même orientation. Cette observation nous engage à penser, qu'elles se sont formées lorsque les zones du front pennique que nous avons étudiées, étaient dans des positions relatives qui n'ont pas beaucoup changé depuis. De ce fait, elles doivent avoir pris naissance pendant ou après les grands charriages.

Dans la région de Cleuson, comme dans celles qui se trouvent à l'E du lac des Vaux, on voit, dans les assises de la série du Greppon-Blanc, que ces linéations sont plissées. Tournant autour des axes des plis qui leur sont obliques, elles changent de direction, ainsi qu'on peut le constater dans le cas théorique représenté dans la figure 15 et dans la figure 16, obtenue avec des mesures effectuées sur le terrain. Près de Cleuson, les structures linéaires ont, dans les couches subhorizontales, une orientation N 20° E; près du Métailler, elles ont une orientation

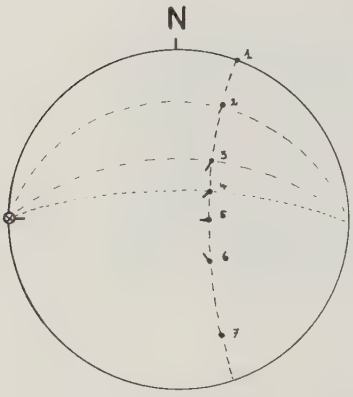


Fig. 15.
Rotation d'un plan horizontal contenant une structure linéaire •— orientée N 20° E autour d'un axe W-E ⊗—
1, 2, 3, etc., positions successives de la linéation; les premiers plans de support sont dessinés.

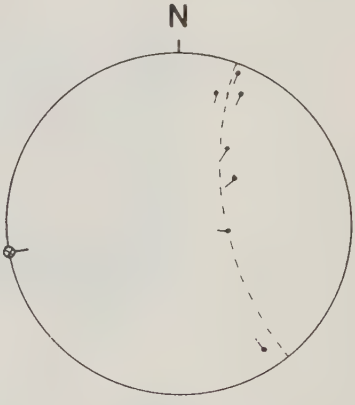


Fig. 16.
Mesures de structure linéaire dans la région Cleuson-Métailler.

N 140-150° E, dans les assises qui plongent au N après avoir tourné autour de la grande charnière du pli du Métailler.

L'étirement des grenats.

Dans la série du Métailler, on rencontre fréquemment des niveaux de gneiss grenatifères qui présentent des traces évidentes d'étirement; les plus beaux affleurements se rencontrent

près du Bec-d'Aget (pl. I, fig. 3). Lors des mouvements différentiels qui se sont produits dans ces roches, les plans de foliation ont joué le rôle de plans de glissement. Les grenats qui par leur forme offraient une résistance à cette déformation, furent fragmentés suivant des plans de clivages légèrement obliques aux plans de cisaillement. Les grenats se transformèrent en chlorites: La roche apparaît comme lardée de taches sombres de substances chloriteuses, dans lesquelles apparaissent de place en place des restes de grenats qui peuvent atteindre

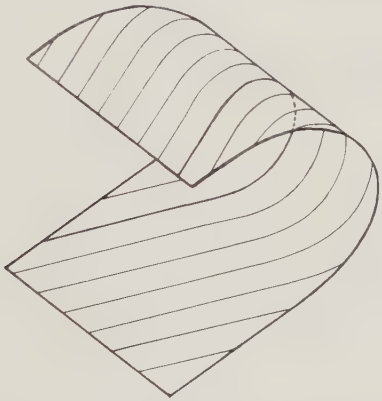


Fig. 17.
Structure linéaire ancienne déformée par un pli plus jeune et oblique par rapport à la structure linéaire.

2 à 3 cm de longueur, alors que la largeur ne dépasse pas 0,2-0,3 cm [1]. La transformation grenat-chlorite, qui marque une rétromorphose, est certainement responsable du comportement mécanique des grenats. Alors que le plus souvent, ceux-ci s'accroissent et roulent dans une roche en déformation, dans notre cas, ils se transforment et s'écrasent.

Les affleurements de grenats étirés sont malheureusement assez rares et ne se rencontrent entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes que dans un secteur restreint, au S et à l'W d'une ligne qui va des Monts-de-Sion à la Rosablanche. Cette

[1] L'allongement du grenat ne donne qu'une valeur minima de l'allongement de la roche.

région offre des complications tectoniques que nous n'avons pas pu expliquer d'une manière totalement satisfaisante (présence éventuelle d'axes de direction N-S). Dans la partie frontale de la zone du Métailler, les grenats étirés s'ordonnent assez bien avec les structures linéaires obliques aux plis (direction N-S). Certaines traces de grenats ont une orientation N 100-110° E; elles représentent probablement des structures linéaires renversées, comme celles rencontrées dans la région du Métailler. Près du Bec-d'Aget, enfin, les grenats écrasés

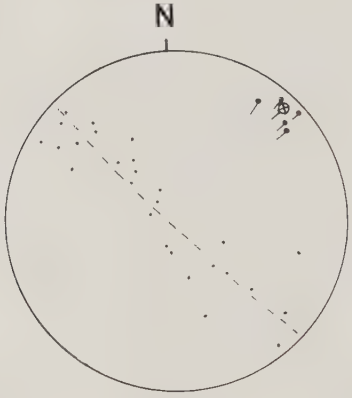


Fig. 18.
Diagramme de la foliation •, et des structures linéaires •— (grenats étirés) dans les Schistes de Casanna inférieurs de la région du Bec-d'Aget.

s'orientent parallèlement à la direction axiale des plis locaux (fig. 18).

On observe ainsi que l'étirement tectonique des galets comme celui des grenats se trouve être, dans la région étudiée, parfois parallèle aux axes de plis locaux, alors qu'en d'autres cas il est oblique à cette direction.

Chronologie et distribution des différents éléments tectoniques.

Dans l'exposé qui suit, nous présenterons la chronologie des déformations que nous avons pu mettre en évidence dans

la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Nous débuterons par l'étude des plus anciennes traces de mouvement pour aboutir aux déformations que nous considérons comme les plus récentes.

Les déformations antéalpines.

Toutes les roches des Schistes de Casanna inférieurs de la région comprise entre Tion et Siviez ont subi une fracturation intense qui a abouti à ce que P. Quensel a appelé des kakirites (P. Quensel, 1916). Les cassures se surimposent à des déformations tectoniques plus anciennes, complexes, dont certaines doivent être mises en parallèle avec les gneissifications qui, d'après nous, sont prétriasiques.

Lors de ces gneissifications, le matériel acide s'adaptait plus souplement aux déformations que le matériel basique qui devenait cassant. (On observe généralement le phénomène inverse pour les déformations alpines des Schistes de Casanna.) Nous en concluons que les gneissifications de Tion se sont produites dans un niveau tectonique plus profond que celui des déformations alpines.

Dans la région de Tion également, les gneiss à clinozoïsite dessinent des plis extrêmement souples que J.-M. Vallet a signalés et figurés (J.-M. Vallet, 1950, pp. 350-351). Les mesures d'orientation que nous y avons faites montrent que la déformation s'apparente aux flow folds (direction et plongement axiaux très changeants). Ici à nouveau, le style tectonique ne s'accorde pas avec le type de déformations alpines rencontrées dans cette zone.

Dans tout le secteur gneissique compris entre les crêtes de Tion et Siviez (Val de Nendaz), on rencontre une tectonique très complexe dont une des caractéristiques est l'entrecroisement de plusieurs directions.

Sur la carte (planche XI) où sont reportés les directions et plongements des plis construits à partir des réseaux stéréographiques, on voit que la partie NE de la zone de Siviez, se trouve encadrée par des secteurs où les directions axiales sont très proches de la direction W-E. Dans les schistes du Permo-Car-

bonifère et les conglomérats de Tion, les plis sont à peu près horizontaux et ont une orientation comprise entre N 75° E et N 85 E (fig. 19 et 20). Lorsqu'on s'écarte de la zone de contact, ces directions apparaissent nettement et ne semblent troublées par aucun élément étranger. Les diagrammes obtenus gardent une certaine clarté même si, dans ce matériel schisteux, l'orientation des couches montre moins de constance que dans les séries quartzitiques des Schistes de Casanna supérieurs. L'étude des projections stéréographiques laisse en général peu de place

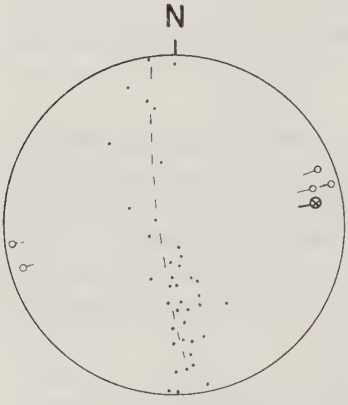


Fig. 19.
Diagramme des plans de couche dans le Permo-Carbonifère de Tion.

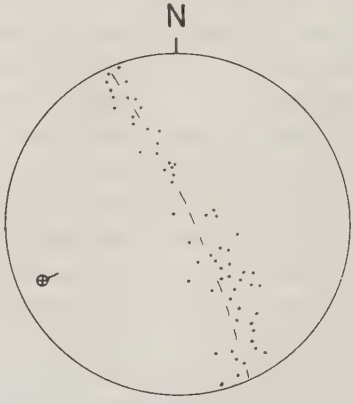


Fig. 20.
Diagramme de la foliation et des plans de couche dans le Permo-Carbonifère de la rive gauche du Val de Nendaz.

○— Axe de pli mesuré, ⊗— axe de pli construit.

à l'interprétation. Au S des formations des Schistes de Casanna inférieurs de Siviez, dans le Trias et la série du Greppon-Blanc, on retrouve des directions à peu près semblables (N 70°-85° E); N 65°-80° E pour les régions de Prarion (partie SE).

Des directions comparables se retrouvent dans les masses gneissiques de Tion et les Schistes de Casanna inférieurs, mais elles sont accompagnées de tout un éventail d'autres directions. Dans de nombreux diagrammes on trouve beaucoup d'éléments qui ont des directions voisines de N 20° E et N 40° E (plis, linéa-

tion gneissique, plan de foliation, etc.) (fig. 21 et 22). Plusieurs observations nous font penser que ces directions pourraient représenter un héritage ancien. Malheureusement, la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de tirer des conclusions plus précises. Rappelons que dans les Schistes de Casanna supérieurs de la région de Cleuson, les linéations d'étirement présentent un net parallélisme avec ces directions dites anciennes des Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez. Entre elles, nous n'avons pas pu mettre en évidence de relation précise.

Fig. 21.
Diagramme des plans de foliation et des plans de cisaillement • dans les gneiss de Tion; •— structures linéaires.
Face E des Crêtes de Tion.

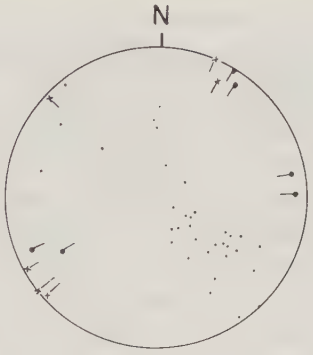


Fig. 22.
Diagramme des plans de foliation et de cisaillement • dans les Schistes de Casanna inférieurs du torrent des Rontures (Val de Nendaz). Structure linéaire •—, linéation d'intersection ×—.

Dans la zone de Siviez, lorsqu'on se déplace vers le SE, la superposition de deux tectoniques disparaît, après les vastes affleurements de roches basiques, amphibolites, gabbros, chlorito-schistes qui se trouvent au-dessus de Siviez; les roches prennent de plus en plus l'empreinte des déformations alpines marquées par un laminage prononcé.

Dans toutes les autres zones, les déformations alpines ont été trop importantes pour qu'on puisse reconnaître un héritage tectonique ancien.

Les déformations alpines.

Ce sont celles qui ont affecté toutes les assises de la région étudiée. Elles ont marqué fortement toutes les roches. Nous ne pouvons que très mal dater ces déformations par manque de repères stratigraphiques. Nous les qualifierons dans leur ensemble de déformations alpines et nous chercherons à en établir une chronologie relative. Nous avons déjà examiné les traces d'étirement et nous n'y reviendrons donc pas (cf. p. 542).

a) *Le plissement.*

Le plissement dans l'éventail de Bagnes et les formations qui supportent cette structure caractéristique de la nappe du Grand-Saint-Bernard se manifeste à toutes les échelles. Les grands plis très souples de style pennique en sont certainement la manifestation la plus spectaculaire (cf. profils, planche X). Le plus grand pli est celui qui affecte la zone du Métailler et qu'on retrouve partiellement tronqué dans le Val de Bagnes, où ce qui en reste a reçu le nom d'éventail de Bagnes. Nous nommerons l'ensemble de ce pli, pli du Métailler, et garderons l'expression « éventail de Bagnes » pour caractériser la structure particulière qu'on retrouve dans cette vallée. Il est difficile de suivre avec précision le dessin du pli du Métailler. L'horizon de porphyres quartzifères nous fournit un repère précis mais dans un secteur trop frontal; en effet, il disparaît déjà par érosion au moment où il passe à la verticale (Clocher de Noveli, Pointe-de-la-Rosette).

Dans les parties plus méridionales, la structure n'est soulignée par aucun horizon repère précis, elle apparaît cependant assez nettement dans la topographie (fig. 23).

Dans le Val de Cleuson, des horizons charbonneux souvent difficiles à suivre sur de grandes distances, soulignent de place en place l'allure générale. Dans le Val de Bagnes, le pli du Métailler devient beaucoup plus aplati et souvent plus malaisé à reconnaître. Une montée axiale assez accentuée vers l'W, un recoupement topographique oblique, nous empêchent d'utiliser avec facilité l'entaille profonde de la vallée de Bagnes pour y

lire la structure. Dans la région Louvie-Rosablanche, quelques couches charbonneuses soulignent également la structure, mais le raccordement de ces différents horizons entre eux n'est pas aisé. La charnière et les grandes lignes du pli peuvent s'observer facilement dans la suite des Monts-de-Sion.

En avant du pli, toutes les unités se présentent en zones isoclinales plongeant vers le S. On peut penser que c'est l'érosion des parties supérieures qui nous empêche d'y retrouver la suite du pli du Métailler. Bien en avant des régions où la char-

Fig. 23.

Le Métailler vu depuis le Mont-Rouge
(d'après photographie du Service topographique fédéral).

nière est encore visible, on trouve une disposition qui l'évoque (C.-E. Wegmann, 1923). Alors qu'à Hérémence toutes les couches plongent faiblement vers le S, dans les crêtes qui dominent le village, les pendages se redressent, les assises passent à la verticale ou se renversent même.

Le style souple de la déformation n'est pas apparent dans tous les affleurements. Seul le secteur S évoque dans le détail l'image de l'ensemble. Dans les quartzites albitiques, au verrou du barrage de Cleuson, les plis dont le rayon de courbure se situe entre quelques décimètres et quelques mètres, sont encore très souples. Plus au N, les déformations à petite échelle deviennent de plus en plus cassantes.

b) *Les plans de cisaillement.*

Dans les parties frontales de la région étudiée, les plans de cisaillement prennent le relais des plis souples rencontrés spécialement dans la zone du Métailler. Il n'est pas possible de tracer une limite séparant deux domaines totalement différents, du fait du comportement particulier de chaque type de roche.

Dans l'ensemble de la région étudiée, les plans de cisaillement sont en zone avec les axes des plis. Dans la partie frontale, ils ont souvent une position très peu inclinée. Ils débitent des secteurs entiers de la nappe du Grand-Saint-Bernard, en minces feuillets sub-horizontaux qui peuvent glisser les uns sur les autres. Nous avons reporté sur la carte (planche XII) quelques directions et sens de déplacement que l'on peut déduire de l'étude des crochons. Nous avons toujours indiqué la direction et le sens du déplacement du compartiment supérieur.

Dans la plupart des cas observés, les plans de cisaillement se sont développés après les cristallisations liées à la mobilité de l'albite, au moment où la roche devenait plus rigide. Dans quelques endroits, on note que les plans de cisaillement ont été nourris par l'albite (pl. II, fig. 4). Pour expliquer ces faits, on peut soit admettre:

a) que l'albitisation et le cisaillement se sont développés à plusieurs reprises dans le secteur envisagé;

b) que le cisaillement peut, dans une même roche, être synchrone d'une forte migration albitique qu'accompagnent des plis très souples.

c) *Les stries dans les plans de couche et de foliation.*

Les stries sont rarement observables dans les plans de couche, de foliation ou de schistosité parce que le feutrage chloriteux et micacé rend possible des déplacements importants, sans qu'il soit possible d'observer des traces de friction bien nettes. Dans deux secteurs cependant, nous avons rencontré de telles stries en assez grand nombre. Une partie de nos mesures se trouve reportées sur la planche XII.

Dans les sommets de la région Métailler-Dixence, on voit souvent, dans les plans peu inclinés, des stries orientées presque

EW, qui montrent un déplacement du compartiment supérieur vers l'W. D'après des observations sommaires faites sur la rive E de la vallée de la Dixence, on y retrouve cette même tendance, plus accentuée encore.

Dans la région Mont-Fort - Bec-des-Rosses - Col de Louvie, les plans de couches, souvent peu inclinés, portent des stries de direction N 125° E à N 145° E qui indiquent un déplacement des masses supérieures vers le NW (fig. 24) et vers le bas; on peut évoquer l'idée d'un écoulement par gravité.

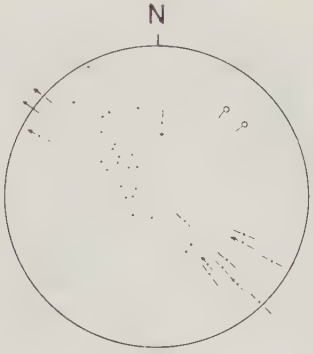


Fig. 24.
Diagramme des plans de foliation, des stries, des axes de plis dans la région Mont-Fort-Petit-Mont-Fort.
Les flèches indiquent le déplacement du compartiment supérieur.

On remarquera que nous avons trouvé plusieurs structures linéaires qui avaient une direction voisine de N 145° E dans la zone du Métailler. Nous croyons que le style de déformation de chacune de ces traces (stries, linéations gneissiques, traces d'étirement) reflète une période différente de l'histoire géologique du secteur. Les analogies d'orientation pour des déformations différentes sont fortuites et correspondent tout au plus à la reprise de directions privilégiées par des mouvements successifs.

d) *Les failles, les décrochements et les diaclases.*

Un groupe important de cassures a une orientation perpendiculaire aux axes de plissement. Lorsque les conditions méca-

niques ne permettent plus le jeu de flexures à grand rayon de courbure, la forme arquée s'obtient par ces plans transverses. On retrouve des articulations de ce genre dans les plis du Jura (C.-E. Wegmann, 1956).

Ces conditions peuvent être observées avec une netteté particulière le long du synclinal des Chèques. Aux Dents-

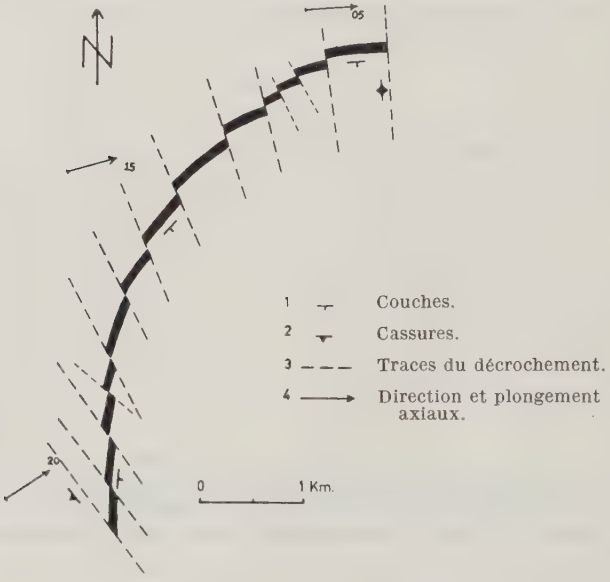


Fig. 25.

Carte schématique de l'articulation du synclinal des Chèques sous l'effet des failles transversales orientées en éventail. L'effet de décrochement est exagéré par rapport à celui observé.

Rousses, les couches de quartzites ont des directions presque E-W. Plus à l'W, près du Col des Vaux, on note N 160° E, avec un plongement de 20 à 30° vers l'E. Ce changement de direction est en partie dû à un relèvemment de l'axe des plis qui, eux, ne passent que de la direction N 75 E à N 50° E (cf. planche XI). Accompagnant ce changement de direction, on remarque dans toute la région, de nombreuses cassures transversales, presque

verticales, qui, près des Dents-Rousses, sont principalement orientées N 165° E, alors que près du Lac des Vaux, ce sont les directions N 130° E qui sont dominantes. Entre ces points extrêmes, les cassures transversales forment une espèce d'éventail qu'illustrent les figures 25 et 26.

Grâce à l'horizon de cornieules du synclinal des Chèques, on peut se rendre compte que les mouvements qui se font sur les cassures transversales, placent les parties E dans des positions plus frontales. Les stries nous montrent que les déplace-

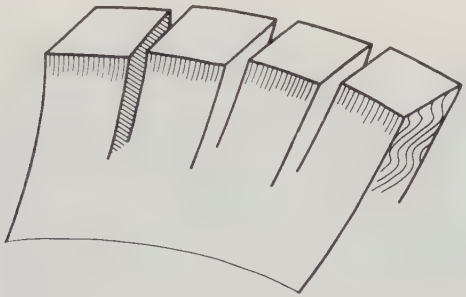


Fig. 26.

Représentation schématique spatiale de l'articulation observée dans le synclinal des Chèques.
Sur la tranche du premier bloc, en partant de la gauche, on a figuré l'orientation des stries.

ments se sont faits plutôt par décrochements que par failles (inclinaison des stries: 20-30°). L'ensemble de ce type de structure est particulièrement bien visible au NE du Pt 2565; on y voit une suite de blocs séparés par des plans de mouvement dont l'écartement est inférieur à 100 m. Le déplacement apparent de la bande de cornieule peut dépasser 50 m.

Les décrochements que nous avons reconnus dans le secteur Lac des Vaux-Dents-Rousses se retrouvent dans toute la région étudiée. Dans le Val d'Hérémence et dans les crêtes entre le Mont-Cauille et le Métailler, ils sont très nombreux (fig. 27). Ils se font généralement sur des plans présentant un assez fort pendage vers l'E. Là également, les stries montrent que les compartiments E se sont déplacés vers le N. Leur inclinaison

est très variable et va de l'horizontale à la verticale. Dans les Schistes lustrés, sur les veines d'exsudation quartzo-ankéritiques, ces stries sont mises en relief par les effets de la dissolution différentielle. J.-M. Vallet a proposé pour les désigner le terme de structure en « peigne » (J.-M. Vallet, 1950, p. 445, fig. 22).

En association très étroite avec les plans de cassures transverses (cross joints), on remarque dans toute la région un sys-

Fig. 27.

Failles et joints transversaux dans les Schistes de Casanna supérieurs du chaînon du Pt 2541,9 E du Bec-de-la-Montau.

tème de cassures verticales qui s'orientent beaucoup plus vers le NW ou l'W. Dans la région du Val d'Hérémence où les axes des plis sont à peu près horizontaux et dirigés N 80° E-N 90° E, ces plans s'orientent autour de N 140° E. Comme sur les joints transverses, on y voit souvent des stries de glissement montrant que le compartiment NE a glissé vers le NW (cf. planche XIII). Cette observation nous semble importante car elle montre une tendance à un déplacement des éléments E vers le NW que ne souligne aucune autre manifestation.

Dans la région Prafleuri-Mont-Calme, des plans de cassures très nets, orientés entre N 150° E et N 180° E, présentent un pendage vers le SW ou l'W qui varie entre 40 et 70° (fig. 28). Les

stries et cannelures visibles sur ces surfaces évoquent un abaissement du compartiment SW. L'action de ces déplacements tend à renforcer la montée axiale vers l'E que l'on rencontre localement dans ce secteur. Certains de ces plans sont très magnétiques; ils sont souvent très lisses et couverts d'une pellicule de quelques millimètres d'épaisseur, de teinte lie de vin ou violette; on doit s'en écarter de quelques mètres pour faire des mesures avec la boussole.

Les joints transversaux ne sont pas parfaitement perpendiculaires aux axes des plis; cependant leur inclinaison suit assez

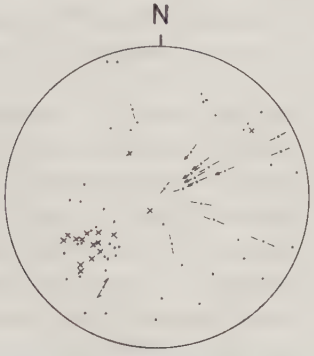


Fig. 28.

Diagramme des diaclases • et des diaclases et failles avec stries ×; pour les stries, les flèches indiquent le déplacement du compartiment supérieur ou le déplacement relatif. Région de Blava.

bien les variations des plongées axiales locales. C'est ainsi que dans les flancs W du Val d'Hérémence, où les axes sont horizontaux, les plans sont verticaux ou plongent vers l'E, alors que dans le Val de Bagnes où les axes présentent une montée axiale vers l'W, la majorité des joints transverses plonge fortement dans cette direction. Les joints transversaux ne semblent pas liés directement à la formation des plis mais résultent probablement des grandes flexures axiales tardives.

e) *Les pseudotachylites* (S. J. Shand, 1917).

La décharge de la galerie, creusée d'Allèves à la Gouille, (barrage de Cleuson) est formée de prasinites et de gneiss albi-

tiques; certaines de ces roches sont recoupées par des veines violettes. Le contact de ces dernières avec la roche encaissante est souvent franc, alors que parfois il présente un chevelu qui se perd graduellement. L'épaisseur des filonnets est généralement faible, quelques millimètres, mais dans certains cas elle peut atteindre de 2 à 5 cm. Examinées au microscope, ces veines présentent toutes les caractéristiques des pseudotachylites (S. J. Shand, 1917, A. Wurm, 1935). Dans une masse d'aspect fluidal, vitreux, assez sombre, on reconnaît des fragments de roche anguleux. Dans notre cas, les parties violettes ne sont pas beaucoup plus denses que la roche encaissante:

Densité d'un fragment de pseudotachylite: 2,95;
Densité de la roche encaissante (prasinite): 2,89.

Dans l'ensemble de la région, ces types de mylonites semblent peu abondants; nous avons tenu à les signaler, car c'est la première fois qu'ils sont mentionnés en Valais, bien que le professeur C.-E. Wegmann les ait reconnus à Ferpècle, dans les gneiss de la nappe de la Dent-Blanche (communication orale). Ils sont cités aux Grisons (P. Bearth, 1936) et en Autriche (A. Wurm, 1935) dans la nappe de la Silvretta.

D'après les échantillons récoltés à Allèves, les pseudotachylites se sont formées dans des plans plus ou moins parallèles à la foliation; elles sont certainement tardives, puisqu'elles recoupent les structures liées à l'albitisation.

Les diaclases et la morphologie.

Des systèmes de diaclases accompagnent tous les plans et systèmes de plans; avec eux ils influencent la morphologie (W. Staub, 1930). Dans deux publications, N. Oulianoff (1943, 1944) a montré l'importance des failles, pour comprendre la complexité des mines qui sont liées aux roches vertes en Valais. Il souligne également combien leur rôle est déterminant dans le tracé des vallées actuelles. Nous ne pouvons que souscrire aux remarques judicieuses du professeur de Lausanne, mais l'exemple qu'il emprunte au territoire que nous avons étudié, est assez complexe. Pour la localisation et le tracé de la combe

de Métail (Métal pour les anciennes cartes topographiques et pour N. Oulianoff) (Val d'Hérémence), les cassures N-S et NW-SE jouent un rôle très important, mais la structure générale, à savoir le pli couché du Métailler, est certainement l'élément principal qui détermine cette combe. Sa partie supérieure, occupée par un glacier, se dirige du S vers le N et suit le plongement des couches. Au moment où celles-ci passent à la verticale dans la charnière du pli du Métailler, la combe tourne à l'E et prend sur moins de 1 km la direction W-E; ensuite elle s'infléchit à nouveau, prend une orientation NW-SE, influencée certes par les failles et les diaclases, mais surtout par le plongement général des couches qui se fait, à cet endroit, vers le S. Ainsi, comme une combe du Jura, ce ravin de Métail suggère par sa forme, la strcture générale de la région.

La morphologie mise en relief par les excellentes cartes nationales nous permet également de lire la structure générale entre Cleuson et le Métailler, de même qu'entre le Col des Gentianes et le Mont Gelé.

La planche XIII essaie de donner une représentation spatiale des plans de diaclases et des plans de cisaillement. Il nous a paru préférable de lier ces deux objets, parce que dans la morphologie, ils jouent un rôle comparable. Dans chaque secteur nous avons groupé dans un même grand cercle stéréographique une famille de plans à peu près parallèles. Sur cette carte on constate à nouveau que, même dans ces phénomènes cassants, il n'y a pas de discontinuité dans l'ensemble du territoire. D'un secteur à l'autre, les directions des familles de plans changent peu à peu.

Les chevauchements.

Les plans de chevauchement de la région étudiée ne sont pas très spectaculaires. On n'y voit pas de larges miroirs de faille, comme ceux qu'on rencontre entre autres au contact de la nappe de la Dent Blanche et de la zone des Schistes lustrés du Combin (cf. M. Zimmermann, 1957). Dans le domaine pennique frontal, à la hauteur de Sion, ce sont surtout des considérations stratigraphiques qui nous engagent, à faire de cette partie des Alpes, une suite d'écailles. Près des contacts anormaux, les

roches sont à peine plus déformées qu'à l'intérieur de l'édifice. Elles y prennent souvent un aspect plus gneissique, dû aux recristallisations tardives et aux circulations des solutions dans ce milieu déformé. L'albite et les carbonates ont migré après les phases principales de mouvement. Près des plans de chevauchement, les mobilités se sont manifestées plus tardivement que dans l'ensemble du secteur étudié et y ont créé des zones étroites, où les équilibres minéralogiques pouvaient être différents de ceux rencontrés dans le corps des formations encaissantes [1].

En dehors des plans de chevauchement principaux que nous étudions ci-dessous, et qui séparent les grands complexes, il existe à l'intérieur des formations, des zones de mouvement du même type; il est difficile de les déceler et surtout d'y apprécier les déplacements. Dans la zone du Mont-Fort et du Petit-Mont-Fort, l'abondance des stries dans certains plans subhorizontaux parallèles à la foliation doit certainement être mise en relation avec de petits chevauchements internes.

a) *La langue des porphyres quartzifères de Prafleuri.*

La zone du Combin, son Trias et ses Schistes lustrés forment, d'après T. Hagen (1951), une suite de synclinaux renversés vers le S, qui sont pris entre les formations des Schistes de Casanna formant l'arrière de l'éventail de Bagnes. N'ayant pas poussé nos recherches assez au S, nous n'avons pas rencontré ces accidents tectoniques. Cependant, dans le secteur combe de Prafleuri-Mont-Blava-Pt 3044, une langue formée de porphyres quartzifères et de conglomérats se trouve entourée de roches des Schistes de Casanna inférieurs et joue un rôle assez semblable. Les observations sur le terrain montrent que cet élément tectonique est beaucoup plus épais vers le S (env. 20 m de puissance près du Pt 2662), alors qu'il se termine en pointe vers le N (il a à peine 1 m près des petits lacs au S du Pt 3062). On

[1] Dans les formations gneissiques, on retrouve assez souvent des différences de faciès minéralogiques entre les associations minérales rencontrées entre les bancs et celles qui existent à l'intérieur même de la roche.

ne remarque pas de discordance entre ces porphyres quartzifères et des assises conglomératiques que nous rattachons aux Schistes de Casanna supérieurs et l'enveloppe des Schistes de Casanna inférieurs formée de roches vertes et de quelques niveaux gneissiques (gneiss albitiques et gneiss à grenats). Lorsqu'on suit cet accident tectonique vers le S, on voit que le cœur se trouve occupé par des assises du Trias (quartzites, calcaires dolomitiques) figurant déjà sur la carte d'E. Argand du Grand-Combin.

A l'intérieur de la langue, même là où elle n'a plus qu'une épaisseur réduite, l'examen des roches à l'œil nu suggère qu'elles n'ont pas trop souffert des actions tectoniques. Cependant, dans les porphyres quartzifères, on ne reconnaît, au microscope, que quelques phénocristaux (albites à structure en échiquier) montrant des traces évidentes de cataclase. A ce stade de la déformation, il n'y a plus de phénocristaux de quartz; complètement écrasés, ils se confondent avec la pâte de la roche.

La présence de cette langue de Casanna supérieurs dans les Schistes de Casanna inférieurs, sa très faible puissance pour une extension de plus de 2 km, le peu de traces de déformations qu'on y reconnaît, nous font admettre qu'elle s'est placée dans cette position sous l'influence d'actions tectoniques qui se développaient dans un milieu très plastique.

b) *Contact entre la zone du Métailler et la zone du Greppon-Blanc.*

Dans les grandes lignes, tout au long de ce contact, les deux formations sont parallèles. Dans le détail, on constate parfois de petites discordances. Ainsi dans la chaîne entre le Bec-de-la-Montau et le Métailler, les formations des Schistes de Casanna inférieurs chevauchent la série du Greppon-Blanc sans en épouser tous les plis de détail (fig. 29). Nous pensons que cette disposition est due à des mouvements tardifs et qu'elle est imputable au brusque changement pétrographique qui existe entre les deux complexes en présence et aux variations de propriétés mécaniques qui en découlent. Nous pensons que sur ce contact stratigraphique sans discordance, il n'y a pas eu de mouvements majeurs.

c) *Zone de discordance du synclinal des Chèques.*

Prises dans leur ensemble, les cornieules du synclinal des Chèques peuvent être considérées comme une zone de brèches tectoniques qui jalonnent un plan de discontinuité majeure. Nous avons là une preuve de l'importance des actions mécaniques.

La bande de Schistes lustrés (Jurassique probable) du Montset est prise dans les Schistes de Casanna supérieurs (Permien). Examinée de près, on n'y voit aucune discordance. Dans les

Fig. 29.

Contact entre les Schistes de Casanna inférieurs (en grisé) et les Schistes de Casanna supérieurs au S du Bec-de-la-Montau.

deux formations, les bancs sédimentaires (horizons de conglomérats, par exemple) semblent parallèles. Le contact même n'est pas particulièrement déformé, puisque, à moins de deux ou trois mètres, on reconnaît par places, dans les calcaires des Schistes lustrés, des structures sédimentaires (brèches polygéniques assez fines). Tout au plus constate-t-on un développement plus marqué des micas blancs dans les deux roches en présence et une légère diffusion des carbonates dans les quartzites. Malgré ce contact paisible, les Schistes lustrés, qui sont séparés du Trias, sont, sans aucun doute, injectés tectoniquement dans les formations permiennes. Il est presque certain que la mise en place s'est faite à la suite de mouvements différentiels auxquels les deux formations prirent part. De part et d'autre du contact, les mêmes plis, parfois les mêmes plans

de cisaillement se retrouvent, ce qui prouve que la mise en place des Schistes lustrés dans les quartzites du Permien, est antérieure ou tout au plus contemporaine de ces déformations.

d) *Contact entre la zone du Mont-Gond et celle de Siviez.*

Du Mont-Gond à Médran, le contact entre la série du Mont-Gond et celle de Siviez est presque partout occupé par une bande herbeuse étroite, mais très nette, d'où émergent des roches déformées. Au N du Mont-Gond, vers le Pt 2322 et au S du Pt 2475, on peut constater que les deux formations s'entremêlent sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres par l'interpénétration de lames. L'importance des déformations tectoniques à toutes les échelles ne fait aucun doute. On remarque une allure très gneissique des roches déformées, due pour une bonne part aux effets des solutions quartzitiques et albitiques et à la recristallisation.

e) *Contact entre la zone de Siviez et le Permo-Carbonifère.*

Nous avons exposé dans la partie stratigraphique les raisons qui nous poussaient à considérer ce contact comme une discordance stratigraphique. Les actions tectoniques alpines ont particulièrement déformé les assises les plus jeunes qui étaient les plus souples.

La région pennique frontale que nous avons étudiée, est formée de deux complexes paléozoïques qui se trouvent actuellement en position renversée: *a)* le complexe zone permo-carbonifère, zone de Siviez; *b)* le complexe Schistes de Casanna supérieurs, zone du Métailler. Ils sont séparés par le Mésozoïque du synclinal des Chèques qui s'injecte par places dans les formations permiennes qu'il divise en deux séries, celle du Mont-Gond, celle du Greppon-Blanc.

f) *La question du chevauchement pennique frontal.*

A la hauteur de Sion, E. Argand dans ses cartes et profils, faisait arriver la zone pennique jusqu'au Rhône qu'elle dépassait même largement. C.-E. Wegmann, après ses études en Valais et dans le Briançonnais, publie en 1925 une note dans laquelle il situe la discontinuité majeure du front pennique valaisan

sous la masse des gneiss de Tion. A cette époque, il admet que la nappe du Grand-Saint-Bernard doit être séparée de la Zone houillère.

Les recherches récentes de R. Trümpy (1951, 1955 *a* et *b*) et M. Burri (1958) ont montré que le domaine des nappes penniques est plus restreint qu'on ne l'avait admis. Il semble qu'il ne peut dépasser les affleurements du Houiller qui reposent sur les roches de la zone de Tarentaise qui, elles-mêmes, chevauchent les assises d'âge crétacique à faciès « préflysch » de la zone des schistes du Val Ferret. Dans ces unités frontales, R. Trümpy oppose un infrapennique formé de la nappe de la Brèche de Tarentaise et de la zone de Ferret, à un mésopennique formé de la Zone houillère et des unités de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Il nous semble, quant à nous, qu'il est souhaitable de séparer plus nettement la Zone houillère des unités plus internes. Les essais de corrélations entre la Suisse et la France (Briançonnais et Vanoise) y gagneront certainement.

Dans toutes ces écailles du front pennique valaisan, il est difficile de s'entendre sur la position de la ligne qui pourrait séparer le pennique proprement dit de l'infrapennique, car des considérations tectoniques stratigraphiques ou de métamorphisme pourront guider ce choix.

Le synclinal des Chèques.

Généralités et historique.

C'est un élément important de la nappe du Grand-Saint-Bernard qui occupe une place de choix dans la littérature géologique régionale. Cette bande de roches mésozoïques fut reconnue par H. Gerlach. Après la découverte des nappes en Valais, on chercha à savoir si ce synclinal se fermait par le haut ou s'il se fermait par le bas, autrement dit si, suivant le sens donné par E. Argand, on avait un faux ou un vrai synclinal (E. Argand appelait faux synclinal, les plis du front pennique de formes anticlinales au cœur rempli de couches plus jeunes). On pouvait croire que le travail de C.-E. Wegmann (1923) apportait une réponse définitive. L'auteur indiquait que les Schistes lustrés

étaient fermés vers le haut par les Schistes de Casanna supérieurs dans la région Montset-Greppon-Blanc. J.-M. Vallet (1950), après avoir repris l'étude de la même région, affirme au contraire que la fermeture du synclinal des Schistes lustrés se fait par le bas. Pour expliquer la disparition des roches mésozoïques vers l'W, il admet une importante montée axiale qui fait passer le fond du synclinal par-dessus les crêtes. Une photo est présentée à l'appui de cette interprétation. J.-M. Vallet trouve une confirmation dans le travail de A. Szepessy (1949) qui admet également dans le Val d'Entremont une fermeture par le bas. J.-J. Calame (1953), qui publie un bon historique de la question, se rattache à l'opinion de J.-M. Vallet. Il illustre et décrit la fermeture du synclinal triasique aux Dents-Rousses. Pour cela, il admet une montée axiale de 600 m sur une distance de 3500 m. Nous avons revu l'ensemble de ces observations et voici les remarques qu'elles nous suggèrent.

Région du Montset.

Au Montset, contrairement à la description de Vallet, nous n'avons pas pu constater de fermeture par le bas. Sur la photo publiée par l'auteur, et sur le terrain, on voit que la fermeture préconisée se fait dans des pentes occupées surtout par des éboulis. Nous n'avons pas trouvé trace des Schistes de Casanna qui envelopperaient les Schistes lustrés par le bas. La montée axiale nécessaire pour faire passer le synclinal par-dessus les crêtes n'est pas apparente. Les replis visibles dans les schistes lustrés et les schistes de Casanna montrent un axe de plissement à peu près horizontal (fig. 30 et 31). Comme J.-M. Vallet l'indique, il n'y a pas de Schistes lustrés dans la base du Greppon-Blanc qui se trouve à une altitude un peu inférieure à la partie du Montset occupée par ces roches. Si la fermeture de la masse principale des Schistes lustrés n'est pas visible actuellement, les nombreuses digitations qui en partent présentent incontestablement des fermetures par le haut. Ce fait s'observe sur tout le flanc S de la langue, il avait déjà été signalé par C.-E. Wegmann (1923) dans ses profils. Entre Vedondo et les crêtes, mais surtout à la hauteur du Pas-de-la-Lé, ces digitations sont nom-

breuses et présentent une extension remarquable (parfois sur une même horizontale on recoupe jusqu'à sept de ces bandes de Schistes lustrés dans les quartzites des Casanna supérieurs). Ces couches sont en petit ce que doit être en grand la langue des Schistes lustrés. En s'élevant, elles s'amincissent peu à peu et se terminent par des filets de calcite. Les affleurements ne permettent pas de suivre ces feuilles, mais on peut admettre qu'elles se détachent de la masse principale; à l'embranchement, leur épaisseur ne doit pas dépasser quelques mètres et elles pro-

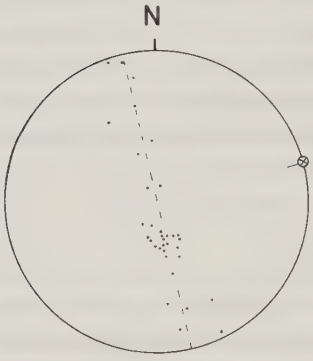


Fig. 30.

Diagramme des plans de couche dans les Schistes lustrés du synclinal des Chèques. Entre le Pas-de-la-Lé et le Montset.

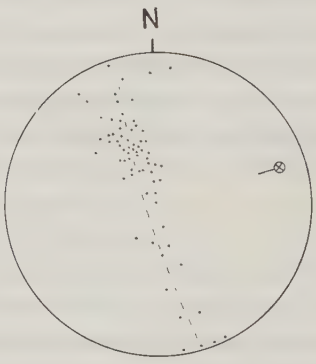


Fig. 31.

Diagramme des plans de couche et des plans de cisaillement dans les Schistes de Casanna supérieurs qui entourent les Schistes lustrés. Région du Montset.

gressent dans les Schistes de Casanna sur une distance de plus de 200 m; leur extension latérale peut être plus grande encore. On est surpris de retrouver dans ces minces feuillets de 1 m d'épaisseur, emprisonnés dans les quartzites, des brèches sédimentaires qui ne sont pas plus déformées qu'elles ne le sont dans la masse principale, éloignée de 30 ou 40 m.

Nous pensons que la disparition vers l'W est due au fait que la langue n'est plus nourrie suffisamment pour apparaître dans le flanc du Greppon-Blanc. Il y aurait donc à la fois une diminution de puissance vers le haut et vers l'W. Nous ne pensons

pas que les failles transversales aux plis et celles qui sont dirigées environ N 145° E, puissent avoir une influence suffisante pour abaisser le compartiment E et remplacer par un effet d'escaliers la montée axiale proposée par J.-M. Vallet (cf. fig. 27).

Remarquons encore que la langue des Schistes lustrés qui se trouve totalement emballée dans des formations quartzitiques dont l'âge est très probablement permien, se place entre deux zones de faciès différents. Au S, on a des quartzites albitiques

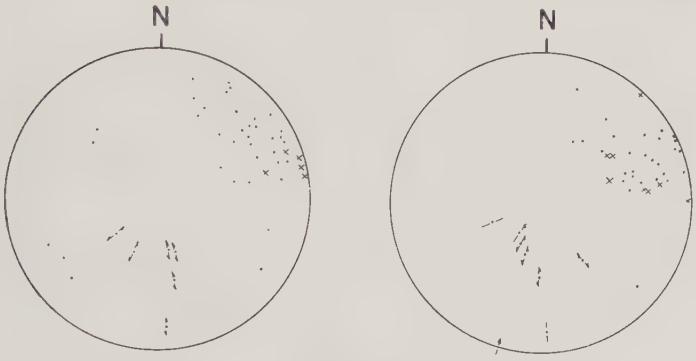


Fig. 32.

Diagramme des diaclases • et des diaclases avec stries ×; stries avec indication du déplacement.
Pas-de-la-Lé et Montset. *a)* Schistes lustrés, *b)* Casanna supérieurs.

sériciteuses avec souvent des nodules de quartz plissotés, alors qu'au N se situe, jusqu'à la hauteur du Pas-de-la-Lé, une bande de quartzites massives (cf. p. 488) et des quartzites albitiques sériciteuses, parfois très chloriteuses. On peut admettre que la présence de ces différents faciès n'est pas étrangère à la localisation des Schistes lustrés dans les Casanna supérieurs. C'est à la faveur des mouvements différentiels qui résultaient de cette disposition, qu'ils ont pu pénétrer aussi loin dans les roches permiennes.

Région des Dents-Rousses.

Dans ce secteur nous admettons, avec J.-J. Calame, qu'il existe une légère montée axiale (10 à 15°; fig. 33) en direction

de l'W. Par contre, aux Dents-Rousses, on ne peut voir aucune fermeture du synclinal; on remarque même au-dessous du sommet des Dents-Rousses, dans la direction de Champs-Ferret, une impressionnante doline, sur le tracé que doivent suivre les cornieules. Deux faits sont encore à signaler. J.-J. Calame ne semble pas avoir eu connaissance des affleurements de Trias (cornieules et gypses) au S de Noveli (rive gauche de la Printse). De même à l'E des Dents-Rousses, on peut voir entre 2000 et 2060 m (Coord. 109,6-589,4) ainsi qu'au-dessus, plusieurs pointements de cornieules.

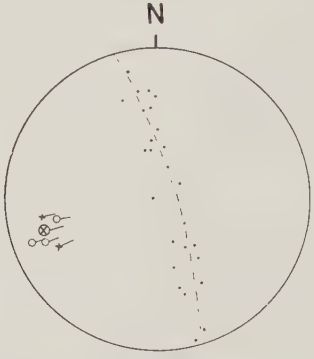


Fig. 33.
Diagramme des plans de couche et des plans de cisaillement •, des axes de plis ○—, des linéations d'intersection ×—. Schistes de Casanna supérieurs entre Prarion et les Dents-Rousses.

Val de Bagnes.

Des Dents-Rousses on peut suivre dans la morphologie le synclinal des Chèques jusqu'au-dessus de Lourtier. Il est jalonné partout par de nombreux affleurements de quartzites et de cornieules. On a retrouvé ces dernières dans la galerie de la conduite de Grande-Dixence sur le tronçon Fionnay-Sarreyer à une altitude un peu inférieure à 1500 m (cf. p. 492).

Val d'Entremont.

Le professeur Bearth a eu l'amabilité de nous signaler qu'il avait pu mettre en évidence dans le Val d'Entremont et plus à

l'W encore, des formations probablement permiennes qui encadrent ordinairement le synclinal des Chèques.

D'une manière générale, on voit que vers le SW, sous l'effet d'un laminage mécanique de plus en plus marqué, les faciès typiques du Trias disparaissent les uns après les autres.

Conclusions.

Le synclinal des Chèques apparaît, dans la région étudiée, comme une zone de discontinuité majeure où les actions tectoniques de laminages semblent devenir de plus en plus fortes lorsqu'on se dirige vers le SW. Dans la région étudiée, on ne peut y constater en aucun endroit une fermeture par le bas, alors que les Schistes lustrés sont encapuchonnés par le haut dans la région du Montset. C.-E. Weginann (1923) qui le premier a fait cette constatation, en a tiré l'argumentation nécessaire pour enraciner les formations de l'éventail de Bagnes (série du Métailler, série du Greppon-Blanc) dans les Schistes de Casanna des parties plus frontales (région des crêtes de Tion, Ethérolla). Il a montré ainsi toute l'ampleur qu'on peut attribuer à ce pli en retour, dont on constate les manifestations les plus occidentales, un peu à l'E du territoire que nous avons étudié. De là, en allant vers le SE, on remarque, tout au long de l'arc alpin, dans les parties arrières de la Zone Saint-Bernard, un renversement des couches qui deviennent plongeantes vers l'extérieur. Cette disposition particulière, qui s'ammorce par l'éventail de Bagnes, se poursuit jusqu'en Ligurie.

PÉTROGRAPHIE

Introduction.

Comme tout géologue de terrain, c'est principalement l'examen macroscopique de l'échantillon, de l'affleurement et du paysage géologique qui nous a guidé dans nos recherches pétrographiques. L'étude microscomique est toujours venue après, lorsqu'il fallait lever une imprécision ou lorsque tout nous semblait confus. Les recherches en laboratoire furent rarement poussées assez loin pour que nous puissions, dans ce domaine, apporter des faits nouveaux. Nous avons utilisé avec profit les résultats des travaux entrepris par nos devanciers pétrographes: U. Grubenmann, T.-J. Woyno, H. Tschopp, J.-M. Vallet. Nous avons pu, grâce à l'aide généreuse du professeur Correns et du Dr Harder, faire des recherches « modernes » sur les micas blancs des Schistes de Casanna et confirmer des déterminations optiques par le moyen des rayons X. Nous pensons que d'autres études de ce genre seraient nécessaires pour mieux comprendre les paragenèses rencontrées. Elles n'ont malheureusement pas pu être réalisées dans le cadre de ce modeste travail. Ainsi notre étude pétrographique manque d'unité. Nous sommes conscient de ses lacunes; nous espérons qu'il nous sera possible d'y revenir dans les prochaines années et que les imperfections ne se feront pas trop sentir.

Généralités.

L'ensemble de notre secteur se trouve compris dans le faciès des « greenschists » d'Eskola avec quelques particularités que nous indiquerons par la suite. L'association minéralogique actuelle est due aux effets de l'orogenèse alpine, mais elle s'applique à un ensemble de formations dont une partie importante a déjà subi un métamorphisme antéalpin, probablement hercynien. Dans notre région, on manque, pour les comparaisons, de matériel monométamorphique certain. Les Schistes lustrés qui n'ont subi qu'un cycle orogénique, sont trop peu importants et pas assez différenciés. Le Trias nous offre des

roches quartzitiques et dolomitiques qui résistent très bien aux actions métamorphiques faibles. Au-dessous de cette limite stratigraphique se pose la question de l'existence d'un métamorphisme ancien.

Le métamorphisme alpin.

En Valais, dans les régions situées au N de celles que nous avons étudiées, les travaux récents (M. Burri, 1958) ont montré que le degré de métamorphisme est légèrement mais nettement croissant de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin, en allant de l'Ultrahelvétique à la zone de Sion-Courmayeur. Plus au S, sur la transversale Sion-Dixence, nous n'avons pas pu mettre en évidence un saut de métamorphisme alpin, pas plus qu'il n'en existe en Vanoise (F. Ellenberger, 1958*a*).

Dans cette région, F. Ellenberger a pu définir d'une manière qu'il admet toute théorique, trois zones de métamorphisme que nous retrouvons en Valais et qui sont définies par les caractères suivants (cf. F. Ellenberger, 1958*a*, p. 361):

Zone A : Les structures détritiques sont partiellement conservées à l'échelle microscopique. Bourgeonnement du quartz ancien, apparition de petites paillettes de séricite et de chlorite. Les minéraux anciens (métamorphiques ou éruptifs): biotites, feldspaths calcosodiques ou potassiques sont transformés. Nouveaux minéraux: stilpnomélane, ankérite, relativement peu d'albite de néoformation, rarement du glaucophane.

Zone B : Les structures détritiques disparaissent en grande partie; au microscope, refonte générale du quartz. La nature détritique est encore souvent reconnaissable à l'affleurement dans les sédiments grossiers. Beau développement de la séricite, des chlorites et de l'albite néoformée. Il devient difficile de reconnaître les minéraux d'une paragenèse ancienne.

Zone C : La recristallisation est complète dans les sédiments détritiques. La liste des minéraux ne s'y est pas accrue, mais tout prend une allure plus gneissique, le développement des minéraux dans les plans de foliation s'accentue.

En Valais ces zones sont très rapprochées et, par les effets de la tectonique en écailles, elles sont télescopées et se chevauchent. Nous ne sommes pas parvenu à y mettre en évidence un ou des horizons repères nous permettant de suivre les effets du métamorphisme sur un matériel de référence. La diversité des roches sédimentaires dans les différentes unités, la susceptibilité au métamorphisme rendent très difficile l'emploi d'un schéma sensible dans des complexes où certaines transformations semblent se développer en « taches d'huile ». Nos recherches se situent dans les zones B et C d'Ellenberger.

Le métamorphisme ancien dans la zone de Siviez.

C'est principalement dans les zones peu métamorphisées pendant l'orogenèse alpine que nous trouvons des preuves du métamorphisme antéalpin. On étudiera de préférence ce dernier dans les secteurs N où les cristallisations alpines furent assez faibles et où les échanges n'ont permis qu'une rétromorphose assez localisée.

La série de Siviez, et en particulier les gneiss de Tion, forment un ensemble assez métamorphique, qui repose actuellement sur le matériel détritique de la série permo-carbonifère où l'on ne constate qu'un peu de recristallisation et un métamorphisme faible, très certainement alpin.

Pour expliquer cette disposition actuelle, on peut faire intervenir soit une discordance tectonique importante, soit une discordance stratigraphique. La présence d'un conglomérat de base non métamorphique nous a fait admettre une discordance stratigraphique (cf. p. 504) et un métamorphisme ancien dans la série de Siviez.

Les faciès Sapey.

F. Ellenberger a eu l'amabilité de nous faire visiter sur la route au-dessus de Liddes, les faciès métamorphiques qu'il rapproche des faciès Sapey décrits par lui en Vanoise (F. Ellenberger, 1958*b*). A la suite de cette visite, nous avons reconnu dans le torrent de Montagnier des roches considérées actuellement comme carbonifères (cf. *Carte suisse 1 : 200 000*) qui pré-

sentent les mêmes phénomènes. Au-dessous de 1200 m, dans une série de roches d'aspect très peu métamorphique (on reconnaît la nature détritique des grains de quartz qui n'ont même pas subi de bourgeonnements importants), on voit des micas blancs, de la biotite (elle n'est pas détritique) et enfin des yeux de feldspaths potassiques (actuellement très écrasés) qui peuvent avoir plus de 2 cm. Comme au Sapey, on ne peut évoquer, dans ce torrent, des lames tectoniques pour expliquer cette succession.

On peut se demander si les faciès très différents des gneiss de Tion et des gneiss œillés du torrent de Montagnier représentent deux manifestations d'un même métamorphisme ou le résultat de deux actions successives. Comme nous avons trouvé dans la série des conglomérats de Tion, discordante sur les gneiss de Tion, des indices nous suggérant un métamorphisme ancien mais très localisé, et que nous pensons que les roches du torrent de Montagnier sont plus jeunes que les gneiss de Tion, nous penchons plutôt pour la seconde hypothèse.

Les gneiss de Tion, les gneiss du type Sapey, représentent des anomalies dans le paysage pétrographique de la partie frontale de la nappe du Grand-Saint-Bernard; il ne semble pas que leur origine soit due au métamorphisme alpin (cf. p. 579-580).

Le métamorphisme ancien dans la zone du Métailler.

Le métamorphisme alpin fut, dans ce secteur, beaucoup plus actif; il est de ce fait extrêmement difficile de se prononcer sur l'existence de transformations anciennes. On n'y rencontre pas de feldspaths potassiques, à part ceux des roches éruptives (porphyres quartzifères). Les albites sont toujours très peu calciques. Nous n'avons jamais trouvé de biotites. Les grenats avec quelques amphiboles sont les seuls minéraux de métamorphisme qui pourraient être antéalpins. Ils sont du reste toujours partiellement chloritisés. L'étude tectonique nous montre qu'ils se sont formés avant les derniers mouvements. Deux hypothèses sont possibles, la première plus probable:

a) Ce sont des grenats alpins qui se sont développés avant le stade tectonique final. Ces grenats, comme ceux de la

Vanoise, se seraient formés avant l'apparition de la biotite, grenats riches en Mn ?

b) Ce sont des grenats anciens qui furent rétromorphosés pendant les mouvements alpins. (On remarquera que la série de Siviez est également riche en roches à grenats et que là, ces minéraux sont inclus dans des plagioclases; ils sont certainement anciens.)

Certaines amphiboles résultent de la transformation de pyroxènes anciens, probablement éruptifs. Une bonne partie du glaucophane et d'autres amphiboles sont alpines; elles se sont développées et s'ordonnent en fonction des dernières déformations. Nous n'avons jamais pu mettre en évidence des traces certaines d'amphiboles anciennes, qui auraient été le résultat d'un métamorphisme progressif.

Pétrographie des formations mésozoïques.

Ces formations sont relativement peu métamorphiques. On remarque dans le Trias quartzitique aussi bien que dans les Schistes lustrés, une recristallisation du quartz qui permet parfois d'effacer les derniers restes de structures détritiques. Dans ces roches, les carbonates (souvent ankérite et calcite) ont été mobiles et se sont déposés dans des fentes et veines d'exsudations. Ils sont souvent accompagnés par de l'albite qui imprègne en faible quantité toutes ces formations. Les micas blancs (muscovite finement cristallisée) se développent partout où l'on trouve de la substance argileuse, ils sont parfois accompagnés d'un peu de chlorite. Comme J.-M. Vallet l'a fait remarquer pour la région étudiée, ce sont les roches dolomitiques du Trias qui se montrent les plus résistantes aux actions métamorphiques.

En résumé, on voit que les formations mésozoïques ont une cristallinité assez peu marquée et ne présentent que des minéraux qui sont stables dans le faciès des schistes verts de P. Eskola. Il s'en suit qu'on admettra que les conditions de pression et de température favorables à cette association minéralogique des schistes verts n'ont pas été dépassées dans la zone frontale pennique depuis les temps triasiques. C'est le métamorphisme dit alpin.

Pétrographie des Schistes de Casanna.

Dans les Schistes de Casanna, les associations minéralogiques paraissent, au premier abord, extrêmement monotones, toujours dominées par l'association albite-quartz à laquelle se mêlent des chlorites, des amphiboles, de l'épidote. Dans le détail, nous verrons que les roches offrent cependant d'assez grandes variétés. Les groupements des minéraux sont relativement bien connus dans la zone du Métailler par les travaux de T.-J. Woyno et de N. Oulianoff. J.-M. Vallet a donné des descriptions précises des minéraux et des roches rencontrés plus au S.

Nous nous contenterons de grouper quelques résultats de ces travaux et d'y ajouter nos observations. Nous examinerons tout d'abord les minéraux. Ensuite nous ferons quelques remarques sur la paragenèse alpine et son influence sur les anciennes associations. Nous développerons un peu plus longuement quelques considérations relatives au phénomène de l'albitisation.

Les minéraux des Schistes de Casanna.

Le quartz.

Le quartz est très fréquent, pour ne pas dire toujours présent. Il n'est absent que dans les formations basiques: gabbros, serpentines, prasinites et quelques amphibolites. Le quartz présente en coupe presque toujours une extension onduleuse; son origine détritique ne fait aucun doute dans une grande partie des Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs. Dans les porphyres quartzifères, les quartz sont traversés par des traînées de très fines inclusions. Certaines assises des Schistes de Casanna supérieurs sont formées par près de 40% de ce minéral, associé à des feldspaths presque totalement transformés, qu'accompagne un peu de séricite. Nous pensons qu'il s'agit probablement d'anciens sédiments détritiques formés à partir de roches volcaniques acides.

Dans les affleurements, on peut souvent reconnaître le caractère détritique du quartz (présence de galets), mais au

microscope on voit que la recristallisation est trop poussée et qu'elle masque totalement l'ancienne nature. Pratiquement, ce n'est que dans la série du Permo-Carbonifère que les grains de quartz sont séparés par un ciment. Dans les Schistes de Casanna, des alternances de croissance et de cataclase ont créé une granulométrie homogène. La recristallisation et l'homogénéisation de faciès des porphyres quartzifères est beaucoup plus limitée parce que les phénocristaux sont entourés d'un matériel fin suffisamment abondant, pour ne subir que d'une manière atténuée les effets de la cataclase qui est absorbée par la pâte.

Dans les roches des Schistes de Casanna supérieurs, les nombreuses veines quartzitiques qu'on rencontre sont une preuve de la mobilité du quartz. Dans les Schistes de Casanna, inférieurs, l'albitisation est souvent accompagnée d'un enrichissement en quartz qui est manifeste dans la transformation de certaines roches vertes.

Les feldspaths.

Comme nos devanciers, nous n'avons trouvé pratiquement que de l'albite dans les Schistes de Casanna. Ce minéral, dont la cristallisation alpine ne donne lieu à aucune contestation, se présente dans toutes les roches. Il est généralement plus apparent dans les formations des Casanna inférieurs (particulièrement dans le secteur S) que dans les Casanna supérieurs, très quartzitiques, ou les Schistes lustrés. Le plus souvent les porphyroblastes d'albite non maclés se détachent sur un fond chloriteux ou micacé. Ils sont formés très fréquemment d'un seul cristal assez riche en inclusions: séricite, glaucophane, épidote, rutile; des substances grisâtres, probablement charbonneuses, donnent un aspect gris ou même noir à certaines albites, lorsque la concentration en est assez importante (cf. J.-M. Vallet, 1950). Dans toutes les formations des Schistes de Casanna inférieurs, on retrouve de tels cristaux (cf.stratigraphie), généralement associés avec les horizons riches en « graphite ». Dans les gneiss albitiques acides des Schistes de Casanna supérieurs, dans les Schistes de Casanna inférieurs, les

porphyroblastes d'albite ne repoussent pas la trame de minéraux micacés, amphibolitiques et chloriteux; de ce fait on ne rencontre pas les structures à cloisons si fréquentes dans les gneiss œillés typiques. Les yeux percent la trame à l'emporte-pièce, acceptent une partie des minéraux ferromagnésiens comme hôtes (fig. 7, pl. III) et en digèrent une autre partie, parfois la presque totalité. Signalons encore que quelques minéraux, dont le glaucophane, semblent trouver asile dans les albites (C.-E. Wegmann, 1923), alors qu'ils sont transformés en chlorite dans la trame de la roche.

Ainsi que J.-M. Vallet l'a remarqué, parfois les inclusions des porphyroblastes, ne sont plus orientées par rapport à la schistosité de la roche encaissante. Pendant leur développement, les cristaux ont tourné ou ils se sont formés dans un matériel plissé. Les inclusions dessinent de petits plis (J.-M. Vallet, pl. VI, éch. 108). Nous avons aussi constaté, à l'intérieur de quelques porphyroblastes, une couronne d'inclusions qui évoque un arrêt de cristallisation (fig. 8, pl. III).

Dans la majorité des cas, les inclusions rencontrées dans les albites semblent être des minéraux présents au moment de l'albitisation. Une partie de la séricite et de l'épidote peut provenir d'anciens plagioclases basiques, mais ceux-ci semblent avoir subi une destruction presque totale avant la dernière cristallisation albitique, si bien qu'on ne peut pas espérer retrouver dans les albites actuelles leurs composants chimiques. Il est possible que cette remarque générale souffre quelques exceptions.

Trois complexes des Schistes de Casanna présentent des feldspaths qui retiennent notre attention:

1° les granito-gneiss de Tion;

2° quelques gneiss des Schistes de Casanna inférieurs de la série de Siviez;

3° les porphyres quartzifères et roches associées, plus quelques galets rencontrés dans les formations détritiques des Casanna supérieurs et du Permo-Carbonifère.

1. Ainsi que M. Gysin et J.-M. Vallet (1949) l'avaient montré, une partie importante des feldspaths des gneiss de Tion

sont des orthoses plus ou moins albitisées (macles en échiquier). La présence de veines de feldspaths potassiques dans les amphibolites (fig. 6, pl. II), le développement de ces minéraux au sein de roches acides, rend impossible l'hypothèse d'une origine détritique. Au microscope, on voit que les anciens microclines sont fracturés (fig. 10, pl. III); entre les fragments, il y a cristallisation de quartz, d'albite, de muscovite et de biotite très pléochroïque (fig. 9, pl. III).

2. Dans les gneiss à biotite ou grenat de la série de Siviez on voit souvent des amas de séricite très fins qui évoquent d'anciens plagioclases très altérés (fig. 11, pl. IV). Dans quelques cas, des grenats se placent dans ces minéraux transformés. Dans d'autres gneiss de cette zone, on trouve des feldspaths peu altérés, chargés d'inclusions (séricite, grenats dont une partie est transformée en chlorite). Ces gros plagioclases (fig. 12, pl. IV) sont également de l'albite. Nous pensons que ce sont des régénérations d'anciens feldspaths; ils sont souvent maclés et contiennent généralement de nombreuses inclusions de quartz.

3. Dans les porphyres quartzifères, on rencontre deux types de phénocristaux: les microclines et quelques plagioclases.

Les feldspaths potassiques sont très abondants et assez peu transformés. On voit toutes les transitions entre les individus d'aspect relativement frais (légère kaolinisation qui les fait apparaître brunâtres en lumière naturelle) jusqu'aux individus fortement albitisés (albitisation en échiquier, fig. 13, pl. IV). On remarque que ce changement est accompagné par la formation de petites plages de carbonate qui apparaissent dans les phénocristaux. Certains cristaux montrent une très fine bordure, très fraîche où apparaît parfois nettement la structure quadrillée du microcline.

Les phénocristaux de plagioclases sont des albites très peu calciques. Ils montrent une transformation plus avancée que les feldspaths potassiques (important développement de séricite). Les macles qui sont fréquentes (macles de l'albite) sont masquées par l'altération (fig. 14, pl. IV). Autour des parties de plagioclase séricitisé se développe souvent une couronne assez

importante de feldspaths sans inclusion (développement et croissance du cristal pendant la phase de l'albitisation). Dans un seul cas, nous avons rencontré un plagioclase plus basique que de l'albite. Dans quelques intercalations claires qui apparaissent dans les roches vertes du Mont-Rogneux, des oligoclases basiques, qui sont certainement d'origine éruptive, se sont maintenus sans subir les transformations qui se retrouvent partout ailleurs.

Les micas blancs.

A l'affleurement l'ensemble des micas blancs de la région étudiée peut être défini comme de la séricite (terme de terrain désignant des micas finement cristallisés et qui s'applique aussi bien à des paragonites qu'aux muscovites (H.-S. Yoder et M.-P. Eugster, 1955). Par place, la teinte légèrement verdâtre nous engage à parler de phengite. Tous ces minéraux donnent un éclat lustré aux roches qui les contiennent. Lorsqu'ils sont en quantité importante, les échantillons prennent un toucher très savonneux (Schistes de Casanna supérieurs, région du Mont Loéré). On observe assez rarement dans l'ensemble des Schistes de Casanna, des micas bien développés; les paillettes de plusieurs millimètres ne se rencontrent pratiquement que près des plans de chevauchements; elles sont souvent ployées.

Dans l'ensemble des Schistes de Casanna, on voit que la séricite est intimement liée aux autres minéraux. Elle prend parfois une teinte grisâtre lorsqu'elle se trouve mêlée avec des proportions assez importantes de matière charbonneuse. La coloration verdâtre peut être assez marquée. Dans les formations de porphyres quartzifères, particulièrement celles qui se trouvent près du barrage de Cleuson (très beaux affleurements à l'entrée de la galerie qui conduit les eaux de Cleuson à la Gouille), on remarque quelques horizons verts, d'épaisseur variable (entre 1 et 15 cm). Comme la surface de foliation présente un aspect brillant, on pense à une association de chlorite et de muscovite. A l'analyse, il s'est révélé que malgré la coloration verte très prononcée, il n'y avait pas de chlorite mais uniquement de la muscovite.

a) *Au microscope.*

Les micas blancs sont formés de fines paillettes qui se groupent en amas et en traînées; ils cristallisent parfois en individus de quelques millimètres. Ils sont presque toujours froissés lorsqu'ils sont abondants. Dans les quartzites séricitеuses ils soulignent la foliation (fig. 15, pl. V). Dans les paillettes assez bien développées, on peut constater que l'angle 2V est faible en général et que dans certains cas, on passe pratiquement à des minéraux uni-axe (variation de 0-20°). La biréfringence est plutôt forte. Le pléochroïsme est très variable si l'on considère l'ensemble de la région, mais les cas où il est absent sont presque aussi rares que ceux où il se trouve très marqué. Dans les séricito-gneiss verts de Cleuson, n_p est incolore, n_g est vert pâle; le pléochroïsme est variable d'un cristal à l'autre, et même dans un seul individu; les teintes les plus marquées s'observent généralement sur le bord du cristal; la coloration prend un aspect lavé; 2V est variable, allant de 0 à 15° (minéral négatif).

Dans les gneiss à biotite de Sarreyer, les micas blancs sont bien développés. L'angle 2V est très faible et le pléochroïsme à peine marqué.

b) *Aux rayons X.*

Dans le cadre de ses études sur la genèse et les associations minéralogiques de la paragonite, le Dr H. Harder, de Göttingen, nous avait demandé de lui fournir quelques échantillons du Val de Bagnes pour examiner si ce minéral se trouvait dans ces roches réputées sodiques. Les résultats de ses recherches (H. Harder, 1956, pp. 249-252) ont montré que la paragonite y était plutôt rare. Les échantillons où ce minéral apparaissait en quantité importante étaient des roches assez écrasées. Il semblait possible que le mica sodique ait pris naissance, par la destruction mécanique des albites, en présence d'eau. Pour répondre à cette question, nous avons récolté de nouveaux échantillons, dont nous avons entrepris l'étude à Göttingen. Nous remercions ici encore le professeur Correns, qui a mis à notre disposition toutes les ressources de son institut, le Dr Har-

der et le Dr Lippmann qui nous ont initié à cette technique particulière.

Nous avons examiné environ 120 échantillons provenant des Schistes de Casanna au moyen du goniomètre à diffraction Philips (Micro-Müller 111).

Un examen des réflexions entre 15° et 20° était suffisant (fig. 34). Les lignes de la paragonite et de la muscovite y étaient

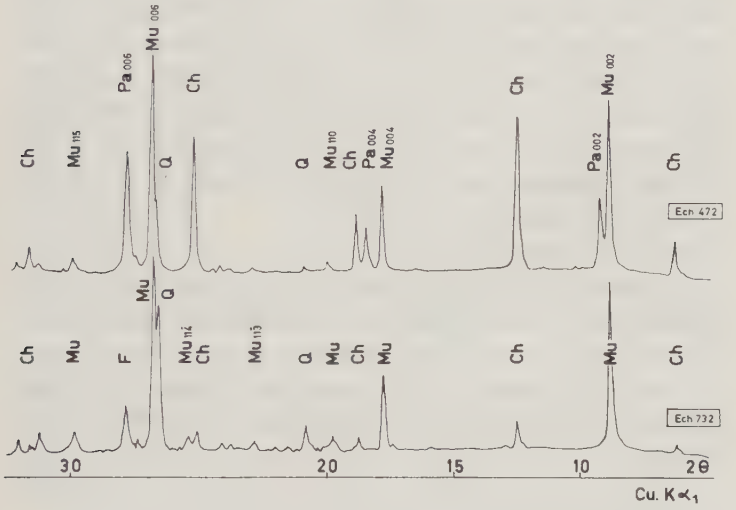


Fig. 34.
Spectres de diffraction de rayons X.
Distinction entre la muscovite (Mu) et la paragonite (Pa).
Chlorites (Ch). Quartz (Q). Feldspaths (F).

distinctes et bien marquées; elles ne se superposaient pas avec les réflexions d'autres minéraux qui pouvaient se trouver en quantité relativement importante dans nos préparations (quartz, chlorite, albite).

Nous avons observé les réflexes (004). Pour la paragonite, ils se situent entre 18,4° et 18,5° (2θ, Cu, Kα); pour la muscovite entre 17,7° et 17,9° (fig. 34); angle de diffraction qui correspond pour

$d_{(002)}$ paragonite 9,59-9,66 Å,
$d_{(002)}$ muscovite 9,91-10,02 Å.

Le mica sodique, type paragonite, et le mica potassique, type muscovite, se séparent donc nettement. Dans les paragonites on remarque peu de variations; la plupart des échantillons examinés donnent une valeur de $d_{(002)}$ 9,64 Å ou 9,62 Å (valeur théorique Harder 9,61 Å). Une seule fois nous obtenons 9,59 Å et à deux reprises 9,66 Å.

Les types muscovites présentent plus de variations; elles s'étalent de chaque côté de la valeur théorique $d_{(002)}$ 9,98 Å; un remplacement partiel du K par le Na doit produire les variations observées par H. Harder (dans les muscovites sodiques $d_{(002)}$ 9,965-9,83 Å). Nous n'avons pas pu observer de relation directe entre le pléochroïsme des micas « type muscovite » et les valeurs de $d_{(002)}$ obtenues. Dans le cas des micas verts associés aux porphyres quartzifères de Cleuson, l'analyse aux rayons X nous montre qu'ils ont un $d_{(002)} = 9{,}96$ (donc proche de la valeur muscovite théorique).

Il apparaît en conclusion que l'analyse aux rayons X permet une séparation aisée et rapide entre les micas de type paragonite et muscovite; dans ce dernier groupe, cependant, les variations sont assez nombreuses; elles peuvent s'expliquer par des substitutions qu'il ne semble pas possible de contrôler sans analyses chimiques. Les paragonites montrent un angle de 2V faible $\sim 5°$.

c) *Répartition de la paragonite entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes.*

Comme H. Harder avait pu le constater, la paragonite y est plutôt rare. Dans la fraction micacée, nous l'avons rencontrée en proportion importante presque uniquement dans la zone du Métailler (une exception: dans une ovardite des Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez, entre Sarreyer et le Mintset, vallée de Bagnes). On ne rencontre jamais la paragonite à l'état pur; elle est associée à des muscovites qui peuvent prendre toutes les valeurs $d_{(002)}$ que nous avons rencontrées. Les micas de type muscovite se rencontrent sans paragonite.

Ce sont les roches à chloritoïdes de la zone du Métailler qui fournissent les échantillons les plus riches en paragonite. Une série de roches présentant de faibles quantités de paragonite se trouve associée aux porphyres quartzifères.

Les autres roches qui sont relativement riches en paragonite se distinguent par leur teneur assez élevée en micas et leur pauvreté en Ca (très peu ou pas d'épidote); on observe parfois des carbonates, mais ils sont généralement secondaires.

Comme H. Harder l'a déjà fait remarquer, les roches à paragonite du Val de Bagnes se distinguent, par leur relative richesse en quartz, par le faible métamorphisme des roches auxquelles elles sont associées. Ajoutons que la paragonite se trouve toujours unie à de la muscovite (M. P. Eugster, 1954).

Ces données s'accordent avec les résultats provenant d'autres associations de roches à paragonite où ce sont généralement *les assises les plus riches en* Al_2O_3 *qui ont tendance à contenir le plus de paragonite* (tous les échantillons de gneiss à chloritoïde que nous avons analysés étaient porteurs d'une certaine quantité de paragonite, mais il n'y a pas de relation entre la proportion de paragonite et de chloritoïde). *Nous n'avons jamais rencontré une association glaucophane-paragonite dans l'éventail de Bagnes.*

Les paragonites associées aux porphyres quartzifères représentent un cas assez particulier, par la forte teneur en $Si\,O_2$ de la roche, la faible teneur en $Al_2\,O_3$ et la petite quantité de micas qu'on peut trouver dans ces roches. Les paragonites y sont en faible proportion ou tout au plus en quantité égale aux muscovites.

Les paragonites associées aux roches à chloritoïdes sont certainement d'anciennes roches argileuses métamorphisées. Les chloritoïdes sont très probablement alpins; il se peut que la paragonite et la muscovite soient du même âge. On peut supposer soit un sédiment relativement riche en Na, soit, ce qui est plus probable, un apport. Il reste à expliquer pourquoi le Na s'est logé dans le mica, de préférence là où la concentration en Al était suffisante pour former du chloritoïde. Contrairement à ce que nous supposions, la paragonite ne résulte pas de la destruction de l'albite en présence d'eau.

d) *Conclusion à l'étude des micas blancs.*

Les micas blancs des Schistes de Casanna, sous leur apparence banale de séricite, cachent une diversité dont nous n'avons pu mettre en évidence que quelques particularités.

Il ne nous a pas été possible de pouvoir reconnaître ce qui revient à l'orogenèse alpine et ce qui serait éventuellement plus ancien, et cela ni par les études microscopiques, ni par les recherches aux rayons X.

Nous n'avons fait aucune analyse chimique pour préciser l'importance que peut avoir la phengite dans nos roches (R. Michel, 1953).

Les biotites.

La biotite est rare dans les Schistes de Casanna. Nous ne l'avons rencontrée que dans la zone de Siviez. On distingue aisément deux types qui semblent avoir une histoire très différente.

a) *Les biotites des gneiss de Sarreyer.*

On trouve dans les gneiss qui affleurent dans le torrent situé à l'W de Sarreyer, des roches qui montrent à l'œil nu d'assez belles paillettes de biotites. Elles sont brunes et apparaissent dans des formations où les signes de rétromorphose sont évidents. Au microscope, on peut confirmer la diagnose de ce minéral et constater que d'assez nombreux gneiss de la région en contiennent les restes en voie de transformation.

La biotite, dans les cas où elle paraît la plus fraîche, montre un pléochroïsme marqué, rouge brun, brun foncé. Le minéral est uniaxe, généralement étroitement lié avec la muscovite (uniaxe également).

Presque toutes ces biotites montrent des traces de transformation qui les conduisent vers des chlorites assez faiblement pléochroïques. Ce changement s'accompagne d'une exsudation de produits métalliques qu'on trouve parsemés dans les chlorites.

Les gneiss à biotite s'opposent aux associations minéralogiques rencontrées dans cette partie de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Tous les minéraux y montrent des traces de rétromorphose et la biotite est très certainement préalpine.

Dans les gneiss œillés et les roches métamorphiques du torrent de Montagner, les biotites rencontrées se rapprochent

du type décrit ci-dessus, mais elles sont bien moins cristallisées.

b) *Les biotites dans les granito-gneiss de Tion.*

Dans les granito-gneiss de Tion, J.-M. Vallet signale la présence d'une biotite très pléochroïque (elle est surtout abondante dans un faciès vert sombre des « arkoses de Tion » défini par cet auteur).

Cette biotite est uniaxe (2V très faible) et montre un pléochroïsme très marqué.

$y = z$: vert olive foncé à noir (en lames minces vert olive), x: jaune vert olive.

Les rayons X montrent une structure qui se rapproche des variétés riches en Fe.

Cette biotite est associée à un mica blanc montrant un pléochroïsme vert pâle assez marqué (phengite). Les deux micas entourent les morceaux de feldspaths cassés. Généralement, lorsque les fissures sont très étroites, on ne voit qu'un feutrage de micas blancs. Cette biotite forme des paquets et les cristaux ne montrent aucune tendance à la chloritisation.

C'est principalement à Tion qu'on trouve ce type de biotite mais il apparaît dans des gneiss de la région de la Meina et à Siviez (Val de Nendaz).

Sa présence dans les cicatrices des feldspaths nous empêche de songer à rattacher sa formation à la gneissification potassique des Schistes de Casanna inférieurs. Elle a partout une allure qui prouve une cristallisation tardive. Nous pensons que c'est un minéral de l'orogenèse alpine qui présente quelques similitudes avec ces biotites vertes, avant-coureur des vraies biotites alpines que F. Ellenberger a rencontrées en Vanoise. Signalons que des minéraux semblables se trouvent également dans la série volcanique acide du Mont-Laget. A. de Szepessy les signale et pense qu'elles sont d'origine détritique. Nous ne partageons pas cet avis.

Dans les gneiss de Tion, cette biotite est peut-être liée à la métasomatose sodique; le potassisme chassé des structures feldspathiques lors de leur albitisation permettrait sa formation?

Le stilpnomélane.

Les recherches récentes semblent prouver que ce minéral est assez fréquent dans la zone alpine (M. Vuagnat, E. Niggli, 1956, F. Ellenberger, 1957, 1958*a*, L. van der Plas, 1959). Il est probable qu'il fut souvent confondu avec la biotite, ce qui s'explique aisément lorsqu'on dispose, comme c'est généralement le cas, d'assez petits cristaux. J.-M. Vallet (1950) signale, dans les formations permo-carbonifères, la présence de biotite fortement pléochroïque (pp. 397-399), en particulier dans les phyllites noires du Pt 1420 au SW d'Hérémence. Nous avons pu nous assurer par les rayons X qu'on se trouvait, dans ce cas, en présence de stilpnomélane. Ce minéral paraît relativement fréquent dans la région Hérémence-Tion, sans relation apparente avec des horizons bien définis. On le trouve également dans les Schistes de Casanna inférieurs, en bordure des zones à feldspathisation potassique de Tion, où il est associé au glaucophane souvent chloritisé.

Dans les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Greppon-Blanc, nous le trouvons rarement. Il marque certains horizons albito-quartzito-séricitiques qui précèdent, en allant vers le S, les porphyres quartzifères. A Orchera, les paillettes sombres de 3 à 4 mm apparaissent nettement dans ces roches très claires. On retrouve, dans des positions stratigraphiques comparables, de semblables associations minéralogiques jusqu'à l'W de Tortin.

Partout où le stilpnomélane fut signalé dans les Alpes, il apparaît comme un minéral tardif; il est fréquemment associé au glaucophane. Nous ne pouvons que confirmer la première proposition; dans les Schistes de Casanna, ce minéral est le seul à montrer des traces de cristallisation posttectonique. Dans les affleurements d'Orchèra, on constate que les petites rosettes caractéristiques ne sont pas toutes dans les plans de foliation. Au microscope (fig. 15, pl. V), on voit que des mouvements tardifs le long des plans micacés ont tout de même ployé et cassé certains de ces cristaux. Dans notre région connue par sa richesse en glaucophane, l'association glaucophane-stilpnomélane est peu fréquente.

Les chlorites.

Ce groupe de minéraux se rencontre presque partout. Les caractères optiques sont variables, variant d'un échantillon à l'autre et parfois on trouve deux types de chlorite dans une roche donnée. Comme les autres minéraux ferro-magnésiens, elles sont plus abondantes dans les Schistes de Casanna inférieurs. Là, on peut souvent constater qu'elles résultent de la rétromorphose d'amphiboles (hornblende), d'amphiboles sodiques, de grenats, de biotites, plus rarement de zoïsite. Certaines chlorites sont intimement liées au stilpnomélane. Sur le terrain on reconnaît par leur éclat gras, les chlorites résultant de la transformation des grenats. Une partie des chlorites provient de la recristallisation d'argiles, alors que dans les pillow lava, les tufs, elles peuvent également être primaires (J.-M. Vuagnat, 1946).

Les amphiboles.

Les amphiboles, actinotes plus ou moins pléochroïques, glaucophane, sont des minéraux typiques des Casanna inférieurs. Une partie dérive d'anciens pyroxènes de roches gabbroïques, alors que d'autres doivent s'être formés directement par métamorphisme. Souvent, les amphiboles se transforment en chlorites.

Le glaucophane.

La région que nous avons étudiée est célèbre par ces roches à glaucophane qui ont fait l'objet de nombreuses publications. Une revue très substantielle de ces travaux fut présentée par H. M. E. Schürmann dans ses *Beiträge zur Glaukophanfrage*, particulièrement *Beiträge*, II, 1953, pp. 355-391, où sont présentées de nouvelles données sur les glaucophanes du Val de Bagnes.

Cet auteur attire l'attention sur le fait que la brèche sédimentaire posttriasique de Torrembé, qui repose sur les Schistes de Casanna inférieurs ne contient pas de glaucophane, ni dans son ciment calcaire (minéraux lourds), ni dans les galets qui sont formés à partir du matériel des Schistes de Casanna. En

conséquence, Schürmann admet que les amphiboles sodiques de la vallée de Bagnes sont des minéraux alpins, formés grâce à un apport de soude dans les sédiments carbonifères qui contiennent, à son avis, peu de matériel éruptif.

Sans aborder l'ensemble du problème de la formation du glaucophane, nous examinerons quelques aspects de sa genèse dans les Schistes de Casanna.

a) *Observations microscopiques.*

En général, les amphiboles bleues des Schistes de Casanna sont du glaucophane typique. On voit cependant toute une gradation dans le pléochroïsme; certains de ces minéraux ne dépassent pas des teintes bleu pâle. Dans quelques roches, on a une amphibole qui se rapprocherait plus des ferro-hastingsites ($2V \sim 0$), x = jaune vert, y = vert, z = bleu vert. On ne trouve pas une association hornblende amphiboles sodiques; par contre, de nombreux glaucophanes montrent une transformation en chlorites.

b) *Associations minéralogiques.*

Un si grand nombre de types de roches contient du glaucophane qu'il est plus simple de citer ceux dans lesquels nous ne l'avons pas trouvé:

les quartzites,
les roches carbonatées,
les serpentines,
les gneiss types de Tion,
les schistes et gneiss à chloritoïdes

(mais H. Tschopp, 1923, signale cette dernière association dans la partie supérieure du Val de Bagnes).

Avec le glaucophane, on trouve presque toujours de l'albite et de la chlorite, du quartz en petite quantité, des carbonates, de l'épidote; la séricite-muscovite n'est, la plupart du temps, pas très abondante. Par contre, on note une richesse relative des minerais. Nous avons rencontré les glaucophanes seulement dans les Schistes de Casanna inférieurs; assez rares dans la série de Siviez, on les trouve à peu près dans le 5% des assises de la

série du Métailler. Leur répartition géographique s'étend à l'ensemble de la zone. C'est principalement dans les roches prasinitiques qu'ils apparaissent. A l'œil nu, on peut facilement les reconnaître avec un peu d'habitude, même si la concentration en est faible (1 à 2%), car les albites ont alors un reflet bleuté caractéristique. Très souvent, là où nous avons rencontré des pillow lava, et même où ceux-ci n'étaient pas déformés, on a actuellement des prasinites à glaucophane. Cette association est tellement fréquente qu'on peut affirmer qu'avec les pillow lava, il y a généralement du glaucophane; cependant, toutes les roches à glaucophane ne dérivent pas de la transformation des assises volcaniques basiques.

Ces observations sont à mettre en parallèle avec celles qu'a faites P. Bearth (1959) dans les séries ophiolitiques mésozoïques des Alpes occidentales, où l'on reconnaît également que des roches à glaucophane dérivent fréquemment d'anciens pillow lava. Remarquons encore à ce sujet que nous n'avons jamais pu mettre en évidence dans les Schistes de Casanna des roches éclogitiques isolées ou en association avec les roches à glaucophane.

Nous retiendrons principalement qu'entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence, les roches à glaucophane se rencontrent dans les schistes de Casanna inférieurs, formation probablement carbonifère. Elles se sont souvent développées dans d'anciennes formations volcaniques (pillow lava). Elles sont plus fréquentes dans la zone du Métailler que dans les parties frontales, où l'on a parfois une association glaucophane-stilpnomélane. Elles apparaissent partout comme antérieures à l'albitisation et se trouvent protégées dans les cristaux d'albite. E. Raguin (1925, 1930) a montré que ce minéral peut cristalliser dans des calcaires et qu'il y traverse même des organismes (foraminifères). « Il est certain que la roche n'a pas été soumise à des tensions pendant ces cristallisations (calcite et glaucophane) », 1930, p. 39. Dans les pillow lava, au SE du Bec-d'Aget et dans ceux du vallon de Crouye-Grandze entre autres, la cristallisation non orientée du glaucophane, abondant dans des roches non déformées, exclut également les conditions de stress. Nous pensons que les glaucophanes sont alpins; ils s'alignent parfois extrême-

ment bien avec les axes tectoniques (région Fionnay-Louvie), mais nous n'excluons pas totalement la possibilité de plusieurs générations dont certaines pourraient être paléozoïques.

Les chloritoïdes.

Rares dans la série de Siviez, les chloritoïdes sont assez fréquents dans la série du Métailler. Ils apparaissent dans des schisto-gneiss. Les minéraux sont soit gris noirs, soit verts; ils peuvent alors se confondre par la couleur avec certaines amphiboles et chlorites. Ils sont répartis dans des horizons dont la puissance varie beaucoup. Dans la partie frontale de la série du Métailler, on peut suivre du Val de Bagnes au Val d'Hérémence une zone où les gneiss à chloritoïdes sont assez abondants. Plus au S, ils sont moins fréquents, mais on rencontre de beaux affleurements au Bec-d'Aget; au N de Dixence, au-dessous du Pt 2001, ils apparaissent entre les bancs de quartzites assez pures. Très souvent ils sont proches de couches « graphiteuses ».

Nous avons déjà relevé l'association fréquente chloritoïde-paragonite. Les rayons X montrent que les chloritoïdes des schistes de Casanna sont des chloritoïde type C (Neumann et autres, 1957). Comme pour le glaucophane, il ne nous semble pas que leur cristallisation implique des conditions de stress. Si ces minéraux apparaissent généralement dans des matériaux très déformés, cela tient au fait que les anciens sédiments argileux dont ils dérivent, forment actuellement dans les Schistes de Casanna un ensemble particulièrement favorable aux mouvements, grâce à leur teneur élevée en micas. Les chloritoïdes montrent une tendance très nette à se transformer en chlorites (pennine) (fig. 16, pl. V).

Les grenats.

J.-M. Vallet signale des grenats dans les Schistes de Casanna inférieurs et quelquefois dans les Schistes de Casanna supérieurs. Nous ne les avons retrouvés que dans les formations anciennes.

Dans la série de Siviez, ils sont assez fréquents dans les gneiss et quelques roches vertes de la vallée de Bagnes. Dans les gneiss à biotite, ils sont souvent en inclusions dans de nom-

breux feldspaths (fig. 12, pl. IV); fréquemment ils se transforment en chlorites. Dans d'autres roches, ils apparaissent en lames minces, couverts de fines poussières de minerai. Nous pensons que tous ces grenats sont dûs au métamorphisme préalpin et c'est pourquoi nous voyons dans les figures en spirales que montrent certains d'entre eux, les traces de mouvements anciens (fig. 17, pl. V).

Dans la série du Métailler, les grenats sont presque uniquement liés aux roches vertes. Nous avons vu qu'ils sont souvent transformés en chlorites (fig. 18, pl. V); ils ne sont jamais inclus dans les feldspaths comme ceux de la zone de Siviez.

H. M. E. Schürmann (1953) a analysé les grenats des roches à glaucophane du Val de Bagnes (nous pensons que ses échantillons provenaient de parties plus méridionales que celles que nous avons étudiées, probablement au S de Mauvoisin). Les grenats sont conformes à ceux qu'on trouve en association avec le glaucophane: on remarquera en particulier la richesse en Mn O = 4,7%, qui n'est cependant pas comparable aux spessartines de la Nouvelle-Zélande (24% Mn O d'après C. O. Hutton, 1940). Pour utiliser les grenats de la série du Métailler comme minéral index, il importerait de poursuivre les analyses.

Les minéraux du groupe de l'épidote.

Ces minéraux se rencontrent dans les gneiss et surtout dans les roches basiques des Schistes de Casanna inférieurs. Ils sont assez rares dans les faciès ovarditiques et prasinitiques des Schistes de Casanna supérieurs. Nous avons souvent constaté, comme T.-J. Woyno et H. Tschopp, que certaines épidotes avaient des noyaux d'orthites bruns assez foncés (fig. 18, pl. V) (zone du Métailler et de Siviez).

Comme les grenats, les minéraux du groupe de l'épidote se transforment en chlorites. Au microscope, on constate,que des aiguilles sont étirées et qu'elles se fragmentent en morceaux séparés par des cicatrices de chlorite. La figure qu'on observe illustre le boudinage (fig. 19, pl. VI).

Remarquons qu'on ne trouve pas d'épidote dans les Schistes lustrés du Montset et que les formations permo-carbonifères de Tion en sont également dépourvues.

Les carbonates.

Les carbonates se rencontrent dans toute la région étudiée. Ils sont en faible quantité dans les Schistes de Casanna supérieurs; le plus souvent, ils ne font que souligner certains horizons par des traces d'oxydes de fer qu'ils laissent après dissolution. J.-M. Vallet (1950, p. 373) a indiqué que le carbonate est souvent abondant dans les roches quartzitiques qui se trouvent proches des dolomies du Trias et des Schistes lustrés.

A l'E du Lac des Vaux, au S du Pt 2784, dans les gneiss acides et les formations détritiques grossières, on observe quelques minces horizons dolomitiques (quelques centimètres). De l'autre côté de la vallée de Bagnes, dans la série du Mont-Laget (A. de Szepessy, 1949, J.-P. Schaer, 1959), on retrouve ces mêmes roches carbonatées qui forment des niveaux plus épais et plus fréquents; elles sont d'origine sédimentaire.

Dans les Schistes de Casanna inférieurs, les carbonates sont plus fréquents et par endroits forment à eux seuls la majorité de certains horizons. On peut se demander s'il s'agit de concentrations liées à l'activité de solutions ou d'anciens calcaires sédimentaires. Dans la région Dixence-Métailler, on peut différencier au moins deux sortes de carbonates:

1° Des remplissages de fentes souvent verticales montrent des minéraux blancs (calcite) qui ne laissent pas de traces ferrugineuses; il s'agit presque certainement de solutions provenant des Schistes lustrés qui recouvraient cette zone;

2° Les carbonates qui s'intercalent dans les assises de Casanna inférieurs; ils sont colorés et laissent des dépôts d'oxyde de Fe.

Dans un seul échantillon, on peut reconnaître de la calcite, de la dolomie, de l'ankérite, de la sidérose; ces roches ne représent pas des équilibres et une partie du carbonate au moins est liée à des migrations (cf. albitisation).

Signalons pour terminer que les pillow lava sont souvent riches en carbonates. Dans les échantillons les moins déformés, une suite de cavités s'ordonne concentriquement autour des

coussins. Elles marquent la place occupée par les carbonates qui s'étaient logés dans d'anciennes vacuoles.

La substance charbonneuse.

On trouve des horizons riches en substances charbonneuses dans les Schistes de Casanna inférieurs et plus rarement dans les Schistes de Casanna supérieurs (cf. partie stratigraphique). Nous en avons fait l'analyse aux rayons X. Malgré l'emploi du goniomètre à diffraction, nous n'avons pas pu mettre le graphite en évidence. On se trouve en présence de substance peu ou très mal cristallisée.

Les minéraux accessoires.

L'apatite se trouve pratiquement dans toutes les roches des Schistes de Casanna. Par place, elle est relativement abondante (5 à 10% dans les roches séricitiques vertes de Cleuson qui forment de minces horizons dans les porphyres quartzifères) (J.-P. Schaer, 1959).

Le zircon se trouve en assez grande abondance dans les gneiss de Tion; il est disséminé dans les Schistes de Casanna. Dans les gneiss de Sarreyer pris dans les biotites, il forme dans ce minéral les halos caractéristiques.

La tourmaline est relativement abondante dans tous les Schistes de Casanna; visible à l'œil nu, elle est parfois concentrée dans certains lits. Dans la zone du Métailler, on trouve quelques veines quartzito-albitiques avec d'assez grandes masses de tourmalines qui montrent un développement en rosette. Les galets de tourmalinite trouvés dans les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Greppon-Blanc, du Mont-Gond et près du Trias, nous montrent que le minéral peut être d'origine détritique. Il ne nous semble pas possible, au microscope, de différencier facilement ce qui peut être tourmaline alpine ou cristaux plus anciens, ceci d'autant plus que de nombreuses tourmalines alpines furent cassées par la tectonique tardive.

Le sphène est très fréquent dans les roches vertes des Casanna inférieurs. Il apparaît rarement en beaux grains fusiformes, alors qu'on le voit très fréquemment passer à des amas

de leucoxène (plus ou moins opaques, blancs à légèrement jaunes en lumière réfléchie).

Le rutile est assez fréquent en fines aiguilles dans les micas, les albites, les chloritoïdes.

Les minéraux opaques.

La magnétite est assez fréquente dans les roches vertes de la série du Métailler. Pendant la construction du barrage de la Grande-Dixence, elle a été extraite des moraines du glacier de Prafleuri. Elle se trouvait là, en concentration très faible, mais son extraction était rentable, parce qu'il fallait de toutes façons laver ce matériel meuble, pour qu'il convienne à la construction du barrage.

L'ilménite est également associée aux roches vertes. Elle apparaît avec la magnétite très distinctement sur le fond clair de certaines de ces roches qui furent albitisées.

La pyrite et la chalcopyrite sont principalement liées aux roches vertes, mais elles sont relativement peu abondantes.

La galène forme deux concentrations qui furent exploitées anciennement (l'une au col des Mines, l'autre à l'W de Siviez). Nous n'avons pas étudié ces gisements.

L'hématite est surtout fréquente dans les Schistes de Casanna supérieurs. Elle est en partie responsable de la teinte bleutée de certains faciès qui se rapprochent de ceux qu'Ellenberger a décrits en Vanoise sous le nom de « schistes bleus ». Elle recouvre certains plans de diaclase, dans les Schistes de Casanna supérieurs et inférieurs.

Résumé et conclusions

Les associations minéralogiques rencontrées dans les Schistes de Casanna supérieurs, dans la zone permo-carbonifère, dans le Trias et les Schistes lustrés du synclinal des Chèques, sont simples et ne montrent pas, dans notre région, de traces de polymétamorphisme. Dans toutes ces roches nous n'avons trouvé, en dehors des minéraux détritiques et éruptifs, que des cristaux

caractéristiques des séries peu métamorphiques (schistes verts d'Eskola). Il faut cependant remarquer que notre région est relativement peu favorable à l'étude d'un métamorphisme complexe. Les roches triasiques et plus jeunes sont ou trop mal représentées (Schistes lustrés) ou peu sensibles aux actions d'un métamorphisme faible (quartzites assez pures, calcaires dolomitiques, gypse). Les sédiments d'âge permien sont également peu sensibles et possèdent une minéralogie assez monotone. Lorsqu'on s'enfonce dans la série stratigraphique, se pose le problème de l'existence d'un métamorphisme ancien réadapté aux conditions nouvelles de l'orogenèse alpine. C'est ce point principalement qui a retenu notre attention. Nous avons vu dans notre étude stratigraphique que des formations permo-carbonifères de la zone frontale furent soumises, dans la région de Liddes et de Montagnier, aux actions d'un métamorphisme local qui les a transformées en gneiss œillés et gneiss à biotite. Si ce fait se confirme, nous aurions probablement deux phases de métamorphisme ancien, puisque nous savons que la série conglomératique de Tion non métamorphisée, repose elle-même dans la région, sur les Casanna inférieurs assez transformés. Si, par contre, les gneiss de Liddes sont des roches de la Zone houillère semblables à celles du torrent de Montagnier et plus jeunes que la série conglomératique de Tion, on ne pourrait invoquer qu'une action de métamorphisme antépermo-carbonifère.

Dans notre région, c'est seulement dans la série de Siviez que nous pouvons mettre en évidence un polymétamorphisme certain. Les gneiss à grenat, à biotite, les granito-gneiss de Tion portent tous l'empreinte d'actions métamorphiques plus poussées que celles qui influencent les roches triasiques et plus jeunes. Toutes ces roches montrent actuellement des signes évidents de rétromorphose (chloritisation des biotites, des grenats, transformations et régénérations des anciens plagioclases, transformations par albitisation des microclines). La paragenèse ancienne se reconnaît plus facilement dans les roches relativement acides; dans les formations basiques, les associations minérales furent trop sensibles aux conditions alpines pour que nous y retrouvions avec certitude les traces d'un méta-

morphisme ancien (peut-être quelques amphiboles, quelques grenats). Cette constatation doit rester présente dans notre esprit lors de l'étude du polymorphisme des formations de la zone du Métailler.

Nous ne disposons d'aucun indice pour essayer de situer l'âge de la « granitisation » de Tion par rapport au métamorphisme ancien.

Le métamorphisme alpin a accompagné la phase tectonique majeure. Cependant, les pressions orientées (stress) n'ont pas, à notre avis, joué un rôle déterminant dans la paragenèse observée. Les déformations intimes des matériaux, la possibilité de migration de certains éléments, ont grandement facilité l'établissement d'associations minéralogiques uniformes ou qui tendaient à le devenir. A la fin de l'activité orogénique majeure, l'albite s'est fixée et elle nous permet de constater que depuis cette époque, les transformations subies par les roches furent faibles (chloritisation d'amphiboles, de grenats accompagnant parfois des mouvements tardifs, cristallisation du stilpnomélane).

Une activité hydrothermale plus limitée s'est probablement encore manifestée près des zones où s'effectuaient les derniers mouvements (migrations albitiques de carbonates et cristallisations de certains micas blancs).

L'image que nous nous faisons de l'histoire antétriasique de la nappe du Grand-Saint-Bernard s'accorde assez bien avec les conclusions émises par P. Bearth en Suisse, R. Michel et F. Ellenberger en France. Ces auteurs, après C.-E. Wegmann (1930), ont montré que le matériel pennique ancien s'oppose aux matériaux mésozoïques par son polymorphisme et que la paragenèse ancienne est souvent difficile à mettre en évidence lorsque les faciès minéralogiques alpins et anciens ne furent pas très différents.

Albitisation.

Généralités.

De l'Autriche à la Corse, tout au long de l'arc des Alpes, on rencontre, principalement dans la zone pennique, dans les roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques, des concen-

trations d'albite qui paraissent anormales. Diverses explications ont été données pour rendre compte de ce phénomène, mais jusqu'à ce jour, aucune solution proposée n'est reconnue par tous les chercheurs. La région des Schistes de Casanna comprise entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, offre des affleurements particulièrement frappants, où l'on peut examiner et suivre une série de transformations spectaculaires. Dans ce qui va suivre, notre attention s'attachera plus à la description des phénomènes qu'à l'explication de leurs causes. Nos recherches ne furent accompagnées d'aucune étude géochimique. Nous appuyons nos raisonnements uniquement sur les constatations que nous avons faites sur le terrain, contrôlées et poursuivies parfois par l'analyse microscopique.

Par albitisation, nous englobons les faits qui permettent l'existence, la cristallisation et la mobilité de quantités d'albite relativement importantes dans un complexe de roches. Nous verrons par la suite que nous admettons qu'une partie au moins des substances responsables de ces faits furent mobiles; l'albitisation se fait, par places au moins, par apport. Cependant nous n'incluons pas dans notre définition l'existence d'une métasomatose alimentée par une source lointaine.

Dans les études pétrographiques, il est très souvent difficile de prouver l'existence d'une métasomatose ou d'en présenter un bilan. Dans le faciès des schistes verts d'Eskola, qui régit toutes les associations minérales actuelles de la partie frontale du pennique valaisan, l'albite, le seul feldspath stable, est le minéral sodique par excellence. Les cristallisations effectuées à ces basses températures permettent rarement au Na de se loger dans d'autres structures; les amphiboles bleues, les paragonites, n'acceptent qu'une quantité très faible de la soude totale. Dans l'albite, la teneur en Na_2O varie entre 11 et 12% en poids. Nous avons cherché à établir la proportion théorique d'albite que peuvent former différents sédiments lorsque tout le sodium disponible est utilisé pour former ce minéral.

On voit d'après le tableau p. 600, qu'on peut théoriquement obtenir des concentrations d'albite non négligeables, par simple recristallisation des roches sédimentaires qui forment le gros des Schistes de Casanna.

Teneur moyenne en Na_2O de roches sédimentaires d'après F.-J. Pettijohn (1949).

	Na_2 en %	d'après teneur en Na_2O albite théoriquement possible en %
Sables fins	0,86	7,6
Argiles grossières . .	1,17	10,6
Argiles fines	1,19	10,8
Grawacke	3,2 (jusqu'à 4,3)	29 -39
Subgrawacke . . .	1,6-2,5	14,5-23
Arkoses	0,5-3,3	4,5-30
Silt	1,32	12
Calcaires	0,05-0,16	0,5-1,3
Dolomites	0,01-0,05	0,1-0,5
Marnes	0,4-1,6	3,5-14,5

Dans les roches spilitiques, le sodium est plus abondant encore. D'après les données citées par Turner et Verhoogen (1951), la concentration de Na_2O va de 4,9% à 6,36% mais peut atteindre parfois 8,8%, ce qui, théoriquement, permet la cristallisation respective de 44%, 58% et 80% d'albite.

Ces valeurs suffisent souvent à expliquer des concentrations qui paraissent à première vue assez anormales, mais il faut reconnaître, qu'elles ne donnent pas réponse à tous les phénomènes observés. Dans les Schistes de Casanna inférieurs de la zone du Métailler, on observe des roches rubannées dont certains lits ne sont formés pratiquement que par de l'albite; en d'autres endroits, ce minéral imprègne les roches, fait disparaître ou au contraire apparaître certaines structures. Sur le terrain, comme dans l'étude microscopique, il n'y a pas de doute possible, l'albite représente une phase mobile qui se fixe et transforme les roches en « migmatites albitiques ».

La phase basique et la phase acide sont souvent mêlées mais peuvent être séparées; en bien des points, on peut observer un très grand nombre de faciès de mélange, qui sont l'exacte transposition de ceux qu'on trouve dans les migmatites classiques. Le phénomène s'observe à différentes échelles et dans les différents secteurs étudiés. La zone du Métailler offre un grand

nombre d'affleurements suggestifs. La zone de Siviez est plus pauvre, mais on peut y constater quelques très beaux exemples. Dans les autres secteurs, l'observation des affleurements ne permet pas d'apprécier facilement le phénomène; dans les roches acides des Casanna supérieurs, si l'albite est présente, elle ne se détache pas sur un fond sombre; même si elle est en concentration importante, les roches qu'elle forme ou transforme n'ont que rarement un aspect particulier par rapport aux formations encaissantes (quartzites albitiques à séricite).

Dans le front du pennique valaisan, à la hauteur de Sion, en allant du N au S, on constate que dans les roches de chimisme et d'origine comparables, il y a une augmentation de la teneur en albite et que ce minéral forme des cristaux de plus en plus gros. C'est toujours dans les roches basiques que le phénomène est le plus apparent. L'albitisation montre un certain parallélisme avec le métamorphisme alpin; la richesse en sodium est particulièrement élevée dans les sédiments et roches volcaniques dont certaines parties des schistes de Casanna semblent dériver.

L'ensemble des constatations préliminaires que nous venons de développer n'est ni tout à fait en faveur, ni tout à fait contre l'idée d'un apport, il engage tout au plus à s'écarter des opinions extrêmes.

« *Migmatites albitiques* » *dans la zone du Métailler.*

La grande mobilité de l'albite, la possibilité pour ce minéral de former une phase partiellement indépendante, qui s'isole, ou se mélange aux autres composants de la roche, nous conduit à parler de « migmatites albitiques ». Elles sont particulièrement abondantes dans le secteur méridional; dans la région du Mont-Calme, certaines parties du massif du Mont-Fort, du Bec-des-Rosses, les roches sont totalement transformées; les gneiss albitiques forment la plupart des affleurements, par place les structures s'effacent et l'on ne peut plus du tout, ou que très difficilement, suivre les anciens horizons stratigraphiques. La tectonique peut être totalement brouillée. Le plus souvent, l'albite se concentre pour former des lits et des yeux; ces derniers sont très souvent globuleux, généralement petits (env. 2 mm)

mais peuvent atteindre parfois 7 mm à 1 cm (dans ce dernier cas, des transformations d'anciens plagioclases ne sont pas exclues). Ce sont les faciès embréchitiques œillés. La concentration d'éléments leucocrates est changeante d'un lit à l'autre. Par différenciation de plus en plus poussée, on passe aux gneiss rubannés, où on trouve des alternances de bandes formées exclusivement par des minéraux blancs qui alternent avec d'autres où les

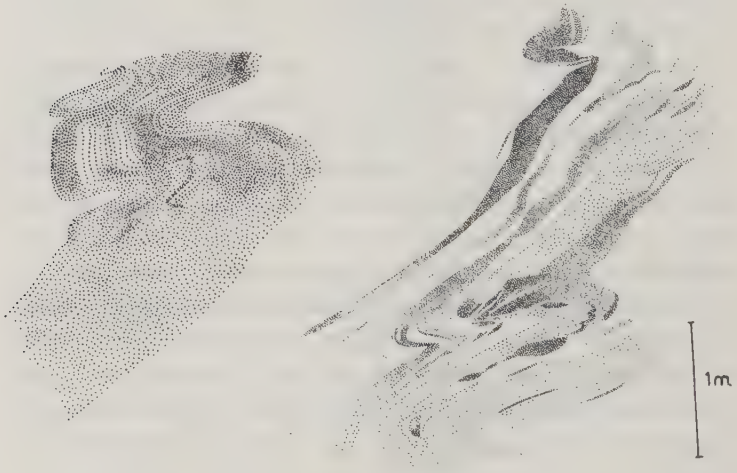


Fig. 35.

Albitisation de roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs. Mont-Fort, arête E (en blanc roches vertes, les zones albitisées en grisé). Dessin d'après photo, M^lle Lowzow.

minéraux ferro-magnésiens (chlorites, amphiboles) sont largement dominants (embréchites) (fig. 27, pl. VIII). Parfois, on ne trouve presque plus de structures, ou celles qui s'observent montrent des traces extrêmement contournées, qui évoquent une grande mobilité (fig. 28, pl. VII). La crème qui se mélange à du café illustre les figures constatées. Rarement le mélange aboutit à des roches très homogènes qu'on pourrait nommer granites albitiques. Les affleurements qui pourraient satisfaire à cette dénomination sont trop peu étendus pour que nous songions à l'appliquer.

Très souvent, la limite entre la roche basique et les parties acides est floue. L'expression de tache d'huile s'impose aisément (fig. 21, pl. VI). Dans de nombreux cas (fig. 26, pl. VIII), on voit qu'en bordure de la masse basique, un liséré de chlorite plus claire assure la transition avec la partie acide. Dans celle-ci on remarque une pigmentation de minéraux chloritiques qui forment des taches plus étendues autour des magnétites qui sont probablement un vestige non transformé de la roche ancienne.

Dans la figure 23, planche VII, on reconnaît trois aspects de l'albitisation:

1° A gauche en haut, sous la partie métallique du marteau, on a un gneiss œillé à épidote, amphibole sodique et chlorite;

2° Dans la partie inférieure du bloc et à gauche, c'est une prasinite assez typique (majorité de chlorite, un peu d'épidote) et les albites sont assez petites, mais en quantité appréciable;

3° Entre ces deux faciès, on voit une roche albitique dans laquelle on observe, à l'état figé, la progression des vagues acides qui transforment la roche. Sur la partie gauche, une coupure un peu oblique nous permet de voir la diffusion qui progresse le long des plans de foliation et laisse une figure de « cheveux au vent ». Il n'y a pas de concentration d'éléments ferromagnésiens au contact des parties les plus acides et les plus basiques.

Dans la zone du Métailler, on voit souvent ce que nous avons nommé « l'albitisation en miche ». Au lieu de se trouver disséminées ou en lits, les albites sont concentrées dans un espace qui peut avoir de 5 à 30 cm de diamètre. Parfois les roches qui en résultent évoquent des conglomérats (fig. 24 et 25, pl. VII). Nous pensons que l'albite agit ici comme un révélateur sur des roches qui ne montrent normalement que de très faibles différences de composition et de structure. L'albite semble très sensible à certaines de ces hétérogénéités. Elle se fixe et s'accumule par place, forme des rognons ou des miches. Ces faciès se rencontrent généralement dans des roches vertes associées aux pillow lava. Nous pensons que certains dérivent d'anciens tufs ou agglomérats, d'autres de pillows de seconde espèce (Vuagnat, M., 1946, p. 135).

Sur la bordure de certaines veines de gneiss albitiques (gneiss qui recoupent la stratification), on trouve une concentration un peu plus marquée des éléments ferro-magnésiens (chlorites) (fig. 22, pl. VI). En d'autres endroits, ce sont des carbonates riches en Fe (ankérite, sidérose) qui bordent la partie albitisée. Ces deux phénomènes pourraient représenter une sorte de « front basique » des « migmatites albitiques » (fig. 36).

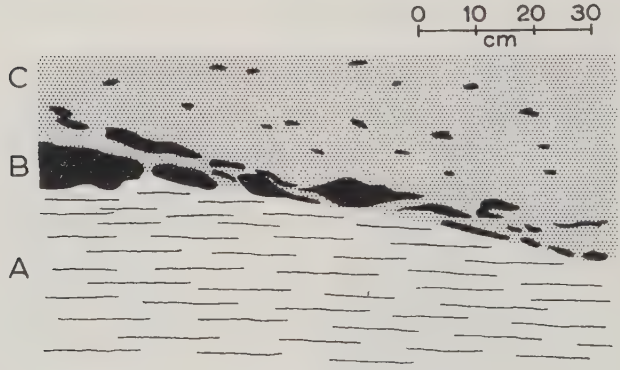


Fig. 36.

Albitisation de roches vertes dans les Schistes de Casanna inférieurs, à l'W du Col de Cleuson.
Zone albitisée (A), avec, sur sa bordure, concentration de carbonates ferrugineux et magnésiens (B), puis roche verte avec mêmes carbonates.

L'albitisation dans les autres séries.

Dans les Schistes de Casanna supérieurs, nous l'avons dit, l'albitisation est moins spectaculaire et la plupart du temps, on voit que les zones riches en albites sont parallèles aux traces de stratification mais il n'en est pas toujours ainsi cependant. Dès que les roches de la série du Greppon-Blanc ou celles du Mont-Gond deviennent plus basiques, sur l'affleurement, on distingue mieux les albites et, au microscope, on constate que leur cristallisation y est souvent tardive.

Dans le Permo-Carbonifère, certains horizons arkosiques ou argileux prennent une allure gneissique. Le matériel détritique

est soudé par le quartz et l'albite qui, en recristallisant, font peu à peu disparaître les traces de sédimentation.

Dans les roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs de la série de Siviez, l'albite est presque toujours présente, mais on n'y rencontre pas cependant d'affleurements aussi suggestifs que dans la zone du Métailler.

L'influence de l'albitisation est sensible dans les granito-gneiss de Tion où le feldspath potassique se transforme en albite avec macles en échiquier.

Dans toute la région étudiée, l'albite tend à être le seul feldspath présent. Elle transforme les anciens microclines, accroît et transforme les anciens plagioclases. Comme minéral de néoformation, elle se développe partout, englobant souvent d'autres minéraux.

Albitisation et glaucophane.

Le glaucophane est abondant dans les régions où le développement de l'albitisation est spectaculaire. Les roches qui en sont le plus riche ne montrent pas, en général, un développement important d'albite. Nous avons vu que dans de nombreuses prasinites, le glaucophane a été conservé dans les porphyroblastes d'albite, alors qu'il a totalement disparu de la matrice chlorito-amphibolitique. Dans certains secteurs, comme celui situé à l'E du Pt 3145 (Mont-Fort), en bordure de quelques bandes albitiques qui se développent dans les roches vertes, on voit de très fins lits (quelques millimètres) très riches en glaucophane. Dans ce cas-là, une migration semble s'être produite, mais il se peut que les concentrations d'amphiboles sodiques ne représentent que la préservation par l'albitisation de fines couches à glaucophane.

Nous avons toujours pu constater, lorsqu'une chronologie pouvait être établie, que le glaucophane précède l'albite. Cette constatation s'accorde avec celles qu'ont faites R. Michel (1953) dans les Alpes Graies, et C.-G. Egeler en Corse.

Comme pour l'albite, la présence du glaucophane, sa répartition ne nous conduit pas à lier la formation de ce minéral à un apport sodique régional.

Albitisation et paragonite.

Nous n'avons trouvé aucune relation entre la présence des paragonites et la mobilité de la phase albitique. Les roches riches en micas sodiques s'écartent souvent des endroits où l'albitisation se trouve en grande concentration. Les gneiss à chloritoïdes analysés par T.-J. Woyno en 1911 (p. 187) et qui correspondent à des roches dans lesquelles nous avons trouvé de la paragonite, ne se distinguent pas par une teneur en Na très élevée (analyse XIII, Woyno): Na_2O, 2,22%; K_2O, 4,26%.

Albitisation et carbonates.

H.-P. Cornelius (1942) admet la possibilité d'une liaison étroite entre les carbonates et l'albitisation. A plusieurs endroits, entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, on voit en bordure des zones albitisées une concentration de carbonates (ankérite, dolomie) (fig. 36). Ces minéraux semblent avoir été chassés des parties albitisées. On serait en présence d'un « front de carbonatisation »; cette impression, suggérée par quelques affleurements, est renforcée par des observations faites à plus grande échelle. Les Schistes de Casanna inférieurs de la partie frontale de la zone du Métailler ont souvent un aspect scoriacé, qui est dû à la forte proportion de carbonates que ces roches contenaient. C'est au S de ces formations que l'albitisation est surtout développée. On observe ce phénomène avec beaucoup de netteté sur les bords du lac de Cleuson. On trouve les carbonates dans la zone de mouvement, où leur mobilité semble s'être poursuivie encore après l'arrêt de l'activité albitique. Comme H.-P. Cornelius le propose, on peut envisager, pour la migration des carbonates et de l'albite, que des solutions de carbonates de Na fixent la soude dans la roche, alors qu'elles extraient une certaine quantité de Fe et de Ca qui sera déposée en d'autres endroits.

Albitisation et tourmaline.

En bordure des roches vertes albitisées, on remarque dans les gneiss des aiguilles de tourmaline souvent visibles à l'œil

nu. Dans l'échantillon de roche verte albitisée (fig. 26, pl. VIII), le Dr Harder a déterminé que la concentration en B dans les parties albitiques est plus faible (1,5 p.p.m.) que dans les parties basiques (3 p.p.m.).

Résumé et conclusions.

Les « migmatites albitiques » du Val d'Hérémence et du Val de Bagnes offrent tous les types de faciès caractéristiques des migmatites ordinaires. Seules les agmatites y font défaut. Ce fait s'explique facilement si l'on songe que dans la zone métamorphique des schistes verts, la plasticité de roches basiques ne semble pas être inférieure à celle des veines et roches acides [1].

Dans les « migmatites albitiques », il semble difficile de situer un front de migmatisation. Les échanges se font probablement à température assez basse. R. Michel (1953) admet des valeurs voisines de 175°. L'eau doit jouer un rôle important dans le transport et les cristallisations. Placée dans des conditions où des influences locales peuvent encore facilement se faire sentir, soumise à l'action des circulations, la roche subira des transformations locales, en taches, qui n'auront pas l'ampleur des migmatites typiques. La migmatisation albitique semble beaucoup plus sélective et elle ne se marque que dans les roches très sensibles.

Il ne fait aucun doute que la cristallisation albitique soit, dans les Schistes de Casanna, un phénomène alpin et même tardif dans la chronologie métamorphique; il est contemporain des déformations principales auxquelles il est intimement lié.

La grande abondance de pillow lava dans les Schistes de Casanna inférieurs nous invite à admettre qu'avant l'orogénèse alpine, une bonne partie des roches était déjà assez riche en Na. La présence de gneiss albitique dans la brèche de Torrembey (J.-M. Vallet, 1950; Schürmann, 1953) est également un argument en faveur de cette idée.

Il ne fait aucun doute cependant que des masses importantes de roches basiques ont subi une transformation *par*

[1] Ce même raisonnement nous permet d'expliquer l'absence de boudinage typique dans les roches vertes des Schistes de Casanna, qui furent pourtant soumises à des étirements sensibles.

apport. Le plus souvent, la cristallisation de grandes quantités d'albite, accompagnées par place par du quartz, n'a pas provoqué de déformations. On ne trouve pas les traces d'une augmentation de volume; les affleurements (fig. 23, pl. VII) comme les lames minces (fig. 7, pl. III) évoquent un remplacement. Nous estimons que ce sont principalement le Fe et le Mg qui furent chassés; ils ont certainement été entraînés, la plupart du temps, par la phase carbonatée.

La migration du sodium est évidente; elle a lieu à petite échelle (cm), à échelle moyenne (1-100 m); la présence de zones riches en albite près des plans de mouvements tardifs, nous force à admettre qu'elle se fait dans le cadre régional. Par contre, dans le bilan du sodium, il nous est difficile de dire si une source extérieure fut active pendant l'orogénèse alpine et encore plus d'estimer quelle fut son importance. Les considérations de Lapadu-Hargues, 1945, 1949, sur le métamorphisme, montrent que l'on peut s'attendre à une telle migration et une concentration dans les parties supérieures des séries cristallines. C'est ce qu'un grand nombre de géologues alpins ont observé et cela tout particulièrement dans la zone pennique. (H.-P. Cornelius et E. Clar, 1939; P. Bearth, 1952; R. Michel, 1953). Si ces faits sont exacts, on doit admettre que notre région ne présente probablement pas une exception dans l'ensemble de la chaîne, mais il nous semble qu'elle n'est pas un lieu favorable pour établir un bilan du sodium. Nous rejoignons F. Ellenberger (1958*a*) qui conclut: «Si un apport régional effectif de soude semble ailleurs démontré, le pays de Vanoise ne nous fournit aucun argument vraiment décisif en faveur de cette idée.»

Insistons encore sur le fait que *la migration albitique a trouvé dans les roches des Schistes de Casanna une trame favorable à son développement et à sa fixation; le Na ne s'est pas seulement déplacé, mais il s'est arrêté dans les Schistes de Casanna pour y former l'albite.* Na et Si furent les composants mobiles de l'albite. Nous n'avons pas d'indices nous faisant supposer une mobilité très marquée de Al. Ca, Mg et Fe ont été également transportés, surtout avec la phase carbonatée, intimement liée à l'albitisation.

La région étudiée se trouve, dans son ensemble, en arrière du « front sodique alpin »; celui-ci, par trop influencé par les activités hydrothermales, ne présente pas la netteté des fronts rencontrés dans les zones profondes de l'écorce terrestre.

BIBLIOGRAPHIE

Ampferer, Otto (1938): Über die tektonischen Begriffe von Totfaltung, Ausschaltung und Verschleppung toter Falten, Herstellung von Falten aus frischem Schichtmaterial. *Sitzungsberichte Akad. der Wissenschaft in Wien, Math. natw. Klasse*, Abt. I, 147. Bd, Jg. 1938, pp. 35-42, 4 fig.

Amstutz, André (1951): Sur le Paléozoïque des Pennides au sud d'Aoste. *C. R. Archives des Sciences, Genève*, vol. 4, 1951, pp. 329-334.

—— (1952): Différenciations longitudinales dans le géosynclinal alpin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 234, 1952, p. 1987-1989.

—— (1954): Nappe de l'Emilius. *Arch. Sciences, Genève*, vol. 7, 1954, pp. 463-473, fig.

—— (1955): Sur le Permocarbonifère des Pennides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 241, pp. 1150-1152.

—— (1957): Subductions et nappes simploniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 244, pp. 2531-2534, 1 carte.

Argand, Emile (1906): Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 809-811.

—— (1909): L'exploration géologique des Alpes penniques centrales, *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 46, 64 p., 3 fig., 1 pl.

—— (1911*a*): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N.F., 31. Lief., 25 p., 3 pl.

—— (1911*b*): Sur les plissements en retour et les structures en éventail dans les Alpes occidentales. *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. XLVII, pp. XXXIII-XXXVI.

—— (1911*c*): Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. XLVII, pp. XLV-XLVII.

—— (1912): Sur la tectonique de la grande zone permohouillère des Alpes occidentales. *E.G.H.*, vol. 11, pp. 747-750.

—— (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. *E.G.H.*, vol. 14, pp. 145-191, 2 pl.

—— (1926): A propos d'un détail de la tectonique du Valais. *C. R. Soc. géol. de France*, pp. 15-16.

—— (1934): La zone pennique. *Guide géol. suisse*, fasc. III, p. 149.

Baer, Alec (1957): La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. Fourmarier. *Geol. Rundschau*, Bd. 45, H. 2, pp. 234-247.

Balk, Robert (193): Structure of Graywacke Aereas and Taconic Range East of Troy, New York. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 64, p. 811-864, 20 fig., 12 pl.

Barbier, Reynold et Trumpy, Rodolphe (1955): Sur l'âge du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. géol. de France* (6), t. 5, pp. 207-216, 2 fig.

Bearth, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. *Schw. Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. 13, 1933, pp. 347-355, 4 fig.

—— (1939): Über den Zusammenhang von Monte Rosa und Bernharddecke. *E.G.H.*, vol. 32, pp. 101-111.

—— (1948): Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 28, pp. 140-145.

—— (1952*a*): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. *Ibidem*, Bd. 32, pp. 338-347.

—— (1952*b*): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz*, N.F. 96, III-XI, 94 p., 40 fig., 14 pl.

—— (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schw. Min. Peter. Mitt.*, Bd. 39, pp. 269-286.

Becke, F. (1909): Über Diaphthorite. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, vol. 28, pp. 369-375.

Bellière, Jacques (1957-1958): Contribution à l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. de Belgique*, 1957-58, fasc. 1, 169 p., 33 fig., 29 photos, 1 pl.

Brückner, Werner (1941): Über die Entstehung der Rauwacken und Zellendolomite. *E.G.H.*, vol. 34, 1941, pp. 117-134, 4 pl.

Brouwer, H. A. and C. G. Egeler (1952): The glaucophane facies metamorphism in the Schistes lustrés Nappe of Corsica. *Verh. der Kon. Nederl. Akad. v. Wetenschappen*, Teil XLVIII, No. 3.

Burri, Marcel (1958): La zone Sion-Courmayeur au nord du Rhône. *Matér. carte géol. de la Suisse*, N.S. 105, 45 p., 16 fig., 3 pl.

Calame, Jean-Jacques (1954): *Etude géologique de la région de Nendaz (Valais)*. Thèse, Genève, 55 p., 2 pl.

Chevenal, R. (1944): Les schistes de Casanna de la région de Praz-Jean. Note 2: Les gneiss et les schistes. *C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. LXI, pp. 263-266.

—— (1947): *Le gisement de galène argentifère de Praz-Jean (val d'Hérens)*. Thèse, Genève, 63 p.

Cloos, E. (1937): The application of recent structural methods in the interpretation of the crystalline rocks of Maryland. *Maryland Geol. Survey*, vol. 13, pp. 29-105, 14 fig.

—— (1946): Lineation. *Geol. Soc. of America*, Mem. 18.

—— (1947): Oolit Deformation in the South Mountain Fold Maryland. *Bull. of. the Geol. Soc. of America*, vol. 58, pp. 843-918, 13 pl., 21 fig.

Closs, Hans (1936): *Einführung in die Geologie*. Berlin, 1936, 503 p., 356 fig.

Cornelius, H. P. (1925): Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. *Geol. Rundschau*, vol. 16, pp. 350-377, 417-434.

Cornelius, H. P. (1930): Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, vol. 23, pp. 142-151.

—— (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N.F. 70. Lief., 1. Teil, XXII, 321 p.

—— (1942): Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. *Min. Petr. Mitt.*, Bd. 54, pp. 178-182.

—— (1952): Zur Einführung in einige Probleme der Ostalpinen Zentralzone. *Geol. Rundschau*, vol. 40/2, pp. 257-261.

—— und E. Clar (1939): Geologie des Grossglocknergebietes (I. Teil). *Abhandlungen des geol. Bundesanstalt, Wien*, Bd. XXV.

Diehl, Ernst A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand-Combin im Val d'Ollomont (prov. Aosta, Italien). *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XVIII, pp. 214-403, 1 pl., 26 fig.

Dias, A. (1920): *Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais)*. Thèse, Lausanne, Genève, 96 p.

Duparc, L. (1900): Les schistes cristallins des Alpes. *C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 9, pp. 487-488.

—— (1901): Sur la classification des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 132, pp. 1237-1239.

Duparc, L. et E. Ritter (1896): Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais. *Arch. Sc. phys. et Hist. nat.*, t. 2, pp. 57-59.

Egeler, C. G. (1956): The alpine metamorphism in Corsica. Geol, *Mijnbouw, Nederl.*, vol. 18, pp. 115-118.

Ellenberger, François (1955): Linéation et grande tectonique. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1955, pp. 174-177.

—— (1957): Le stilpnomélane, minéral de métamorphisme régional dans la Vanoise (Savoie). *Ibidem*, année 1957, pp. 63-65.

—— (1958*a*): Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. carte géol. de France*, p. 561, 111 fig., 42 pl.

—— (1958*b*): Le problème des «gneiss du Sapey»: nouvelles observations dans la région du Grand-Saint-Bernard. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1958, pp. 45-47.

Elter, Piero (1954): *Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon, de Breuil (Petit-Saint-Bernard)*. Thèse Univ. Genève, 38 p., 2 pl. 2 fig.

Eugster, H. P. and H. S. Yoder (1954): Stability and occurence of paragonite. *Bull. geol. Soc. of America*, vol. 65, pp. 1248-1249.

Fabre, J. (1954): Quelques observations dans le Permocarbonifère dans la vallée de l'Arc (zone briançonnaise). *Bull. serv. carte géol. de France*, n° 241, t. LII, pp. 237-240.

—— (1955): Volcanisme dans le Permocarbonifère de la zone briançonnaise. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 241, p. 146-148, 1795-1798.

—— 1957): *Le stilpnomélane dans la zone houillère*. (A propos de la note de F. Ellenberger.) *C. R. Soc. géol. de France*, pp. 65-66.

Fabre, J., R. Feys, C. Greber (1955): L'importance de l'orogenèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. de France*, vol. 5, pp. 233-242.

Franchi, S. (1895): Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. *Boll. R. Comitato Geol. d'Italia*, 1895, nr. 2, pp. 181-204.

Fourmarier, Paul (1952): Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italo-suisses et son environnement. *Arch. Sc. Genève*, t. 5, pp. 329-384, 16 fig.

Gagnebin, E. et N. Oulianoff (1942): Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais. *E.G.H.*, vol. 35, p. 109.

Gerlach, H. (1871): Das südwestliche Wallis. *Mat. carte géol. Suisse*, livr. 9, 175 p.

—— (1883*a*): Die Bergwerke des Kantons Wallis. *Ibidem*, livr. 27, 79 p.

—— (1883*b*): Die penninischen Alpen. *Idem*, livr. 27, 159 p.

Gignoux, M. (1951): Discontinuités dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1951, pp. 89-91.

Grubenmann, U. (1906): *Über einige schweizerische Glaukophangesteine.* Festschrift H. Rosenbusch, 24 p., 1 pl.; *Réf. E.G.H.*, vol. 9, 1907, pp. 612-614.

Goguel, Jean et Pierre Laffite (1952): Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. de France* (6), t. 2, pp. 575-595, 9 fig.

Göksu, E. (1947): *Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis).* Thèse E.T.H., Zürich, 123 p., 27 fig., 6 pl.

Güller, Alfred (1947): *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe, mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt.* Thèse E.T.H., Zürich; *E.G.H.*, vol. 40, pp. 39-161, 21 fig., 3 pl.

Gysin, M. et J.-M. Vallet (1949): Sur quelques arkoses du Val d'Hérémence (Valais), avec une étude particulière des feldspaths constitutifs. *Arch. Sc. Genève*, vol. 2, p. 197.

Hagen, Toni (1951): Über den geologischen Bau des Mont-Pleureur (Val de Bagnes), Wallis. *E.G.H.*, vol. 42, pp. 299-306, 5 fig., 1 tab.

Halm, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im oberen Val d'Anniviers. *Beitr. zur Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie*, 22. Lief., 90 p.

Hammer, Wilhelm (1930): Über Pseudotachylit in den Ostalpen. *Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt Wien*, Jg. 1930, vol. 80, pp. 571-585, fig. 2.

Heim, Albert (1901): Gneissfältelung in alpinem Centralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose. *Geologische Nachlese* Nr. 12, Vierteljahrschrift der Natf. Gesell. Zürich, pp. 205-226, 2 pl.

Heim, Albert (1922): *Geologie der Schweiz*, Bd. II, Leipzig, 1921-1922, 1018 p., 249 fig., 17 pl.

Hermann, Frédéric (1925*a*): Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent-Blanche. *C. R. Acad. Sc.*, t. 180, pp. 1118-1120.

HERMANN, Frédéric (1925*b*): Sur le faisceau de plis en retour de Val Savrenche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. *Ibidem*, t. 180, pp. 1515-1517, 1 fig.

—— (1925*c*): Sur la structure des Alpes occidentales. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1925, pp. 176-178.

—— (1951*a*): Ls structure classique dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 232, pp. 859-862.

—— (1951*b*): Sur les éclats tectoniques des Mischabels aux environs de Zermatt. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 233, pp. 1468-1470.

HUTTON, C. O. (1940): Metamorphism in the Lake Wakatipu Region, Northwest Otago. *Mem. New Zealand Dep. Sc. Ind. Research*, No. 5.

ITEN, Werner B. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis). *E.G.H.*, vol. 41, pp. 141-246, 18 fig., 8 pl.

JÄCKLI, Rudolf (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers, und Visp (Wallis). *E.G.H.*, vol. 43, pp. 31-93, 7 fig., 3 pl.

JONGMANS, W. J. (1950): Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz, I. *E.G.H.*, vol. 43, pp. 95-104, 1 fig., 2 pl.

KARL, F. (1951): Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tyrol). *Tschermaks Min. Petr. Mitt* (3), vol. 2, pp. 198-246, 12 fig.

KÜNDIG, E. und F. DE QUERVAIN (1949): *Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz mit Uebersichtskarte 1 : 600 000.* Geotechnische Kommission, Bern, 1949.

KVALE, Anders (1948): Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangle. Western Norway. Part II. Structural Geology. *Bergens Museums Årbok 1946-47*, 255 p., 15 fig., 24 pl.

LAPADU-HARGUES, P. (1945): Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. de France* (5), vol. 15, pp. 255-310.

—— (1949): Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. géol. de France* (5), t. 19, pp. 89-110, 5 tabl., 3 fig.

METZ, K. (1955): Über Wesen und Verwendung von Serienbegriffen in den alten Gesteinen der Alpen. *Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt 1955*, H. 4, p. 246.

MICHEL, Robert (1953): Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre, Nancy*, t. I, nos 3-4.

—— (1956): Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes du massif d'Ambin. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1956, pp. 121-123.

MÜLLER, Rudolf O. (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. *Schw. Petr. Mitt.*, Bd. 38, pp. 402-473, 10 fig.

NIGGLI, Ernst, Werner BRÜCKNER und Emilie JÄGER (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelane und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs. *E.G.H.*, vol. 49, pp. 469-480, 1 fig., 1 tabl.

Nieuwenkamp, W. (1948): *Geochemistry of Sodium.* International Geological Congress, Eighteen Session Great Britain, Part II, pp. 96-100.

Novarese, V. (1895): Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll. R. Comitato Geol. d'Italia, 1895*, nr. 2, pp. 164-181.

Neumann, Herich, T. Sverdrup and P. Chr. Sæbø (1957): X Ray Powder Patterns for Mineral Identification. III. Silicates. *Norsk Vid. Akademi Oslo*, I. Mat.-Nat. Klasse nº 6, 1957, pl. VII-VIII.

Oulianoff, Nicolas (1942): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Excursion dans la région du Grand-Saint-Bernard. *E.G.H.*, vol. 35, p. 167, 1 pl.

—— (1943): Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 62, nº 260, pp. 287-300.

—— (1944*a*): Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogenèse alpine. *E.G.H.*, vol. 37, pp. 31-36, 3 fig.

—— (1944*b*): L'origine d'un gîte métallifère du Val d'Hérens (Valais) et la tectonique alpine. *E.G.H.*, vol. 37, pp. 437-439.

—— (1949): Les problèmes des tectoniques superposées et les méthodes géophysiques. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 64, nº 273, pp. 213-222.

—— (1955): Note concernant l'origine et le métamorphisme des « schistes de Casanna » (massif du Métailler dans le Val de Nendaz, en Valais). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 66, nº 288, pp. 77-91, 2 fig.

—— (1957): La zone du Carbonifère entre Isérables et Bramois (vallée du Rhône). *E.G.H.*, vol. 50, pp. 482-491, 1 fig.

Paréjas, Ed. et J.-W. Schroeder (1946): Deux discordances angulaires à la base des schistes lustrés de Mauvoisin (vallée de Bagnes). *C. R. Soc. phys. et Hist. nat., Genève*, vol. 63, pp. 18-19.

Pettijohn, F. J. (1949): *Sedimentary rocks.* New York, 1949, 526 p.

Phillips, F. C. (1954): *The use of stereographic projection in structural geology.* London, 1954, vi et 86 p., 86 fig.

Plas, L. van der (1959): Petrology of the northern Adula, Switzerland. *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 415-602, 35 fig., 5 pl.

Quensel, Percy (1916): Zur Kenntnis der Milonitbildung erläutert am Material aus dem Kebnekaisegebiet. *Bull. Geol. institution university Upsala*, vol. XV, pp. 91-116, pl. 4-7.

Roever, W. P. de (1956): Some differences between post-paleozoic and older regional metamorphism. *Geologie en Mijnbouw* (NW. Ser.), 18. JG, pp. 123-127.

Rosenquist, Ivan Th. (1952): The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. *Årbok universitet i Bergen*, Nr. 4, 108 p., 21 fig.

Raguin, E. (1925): Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacés, dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon du Pâquier, près de la Grande-Motte (Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 181, p. 726.

—— (1930): Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. carte géologique de France*, 1930, vi et 107 p., 20 fig., VII p.

SANDBERG, C. G. S. (1905): *Etude géologique sur le massif de la Pierre-à-Voir (Bas-Valais)*. Paris, 134 p., 1 carte, 6 fig.

SCHÜRMANN, H. M. E. (1951): Beiträge zur Glaukophanefrage. I. *N. Jb. Min.*, Monatshefte, H. 3, pp. 49-68, 4 fig.

—— (1953): Beiträge zur Glaukophanefrage. II (Queensland, Cuba, Californien, Val de Bagnes (Schweiz)). *N. Jb. Min.*, Abhand., Bd. 87, pp. 303-394, 25 fig., Taf. 11-17.

—— (1956): Beiträge zur Glaukophanefrage. III (Geologie der Glaukophanegesteine in Japan und Türkei). *N. Jb. Min.*, Abhand., Bd. 87, pp. 1-26, 17 fig., Taf. 1-4.

—— (1956*b*): The geology of the glaucophane rocks in Turkey and Japan. *Geol. Mijnbouw*, 18, No. 4, pp. 119-122.

SHAND S. J. (1917): The Pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its relation to « Trap-Shotten Gneiss » and « Flinty Crush-Rock ». *Quarterly Journal of the Geol. Soc. London*, vol. LXXII, No. 287, pp. 198-221, 13 fig., 4 pl.

SCHNELL, M. (1920): Le phénomène de l'albitisation appliqué aux roches alpines. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 53, pp. 46-50.

—— (1921): Les roches basiques des nappes penniques. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. I, pp. 215-309.

SIGG, J. (1944): Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc-Bella-Tolla. *Mat. carte géol. suisse*, série géotechn., XXI livr., 60 p.

STAUB, Rudolf (1936): Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. *C. R. Soc. géol. de France*, pp. 58-60.

—— (1942): Über den Bau der Zone du Combin der Walliseralpen. *E.G.H.*, vol. 35, pp. 111-112.

—— (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, vol. 28, pp. 422-442, 1 fig.

—— (1955): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. *E.G.H.*, 44, pp. 29-130, 2 pl.

—— (1956): Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum. *E.G.H.*, vol. 49, nº 2, pp. 291-311, 1 fig.

—— (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz.*, N.F. 103. Lief., XXVI und 184 S., 40 fig., 25 pl., 11 tabl., 3 cartes et profils.

STAUB, Walther (1927): Morphologische Beobachtungen in den Visper Tälern. *Zeitschr. Gesell. f. Erdkunde zu Berlin*, pp. 216-220, 1 fig.

STRECKEISEN, Albert und Ernst NIGGLI (1958): Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelane in den Schweizer Alpen. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 38, pp. 76-82.

SZEPESSY SCHAUREK, A. de (1949): *Geologische Untersuchungen im Grand-Combin Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont*. Thèse E.T.H., Zürich, 1949, 107 p.

THEOBALD, G. (1866): Geologische Beschreibung von Graubünden. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz.*, 3. Lief., XII+369 p., 6 pl.

Trevisan, L. (1955): *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. II, Italia, pp. 133-34. Congrès géologique international de Mexico.

Tschopp, H. (1923): Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis). *E.G.H.*, vol. 18, Nr. 1, pp. 77-206, 1 fig., 2 tabl.

Trümpy, Rodolphe (1951): Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi). *E.G.H.*, vol. 44/2, pp. 338-347.

—— (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *E.G.H.*, vol. 47, pp. 315-359.

—— (1955): Remarques sur les corrélations des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. de France* (6), t. 5, pp. 217-231.

—— (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. géol. de France* (6), t. 7, pp. 443-461.

—— (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. *Geology en Mijnbouw*, NW. Ser., 20 Jg., pp. 340-352, 1 fig.

Turner, F. J. (1941): The development of pseudo-stratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand. *American Journal of Science*, vol. 239, pp. 1-16.

—— and Jean Verhoogen (1951): *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, 1951, 206 p., 92 fig.

Vallet, J.-M. (1948): Sur la nature des «Orthogneiss» de Thion (Val d'Hérens, Valais). *Arch. Sc. Genève*, vol. 1, fasc. 2, pp. 409-412.

—— (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, vol. 30, pp. 322-476, 26 fig., 6 pl.

—— et M. Vuagnat (1949): Remarques sur quelques chlorites des «schistes de Casanna». *Arch. Sc. Genève*, vol. 2, pp. 540-544.

Vuagnat, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lava. *Bull. suisse de min. et pétr.*, vol. 26, pp. 116-228, 29 fig.

—— (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. *Ibidem*, vol. 31, pp. 309-322.

—— (1957): Sur les roches à stilpnomélane du Versoye, Savoie. *Arch. Sc.*., vol. 9, pp. 321-325.

Wegmann, Eugène (1923): Zur Geologie der St-Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). *Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat.*, t. 47, pp. 3-63, 2 fig., 1 pl.

—— (1925*a*): A propos de l'origine de la quatrième écaille. *C. R. Soc. géol. de France*, année 1925, pp. 100-102.

—— (1925*b*): Observations sur deux notes de M. Fr. Hermann. *Ibidem*, année 1925, pp. 234-236.

—— (1929*a*): Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. *Bull. Soc. géol. de Finlande*, No. 87, pp. 100-129, 9 fig., 2 pl.

—— (1929*b*): Sur la dépression axiale d'Aland. *Idem*, pp. 71-77, 1 fig.

—— (1930): Über die Metamorphosen der Prasinite in der St-Bernharddecke im Wallis (Schweiz). *E.G.H.*, vol. 23, pp. 683-685.

WEGMANN, Eugène (1931): Über einige Deformations- und Bewegungstypen kristalliner Schiefer. *Bull. Comm. géol. de Finlande*, No. 93, pp. 40-54, 8 fig., 4 pl.

—— (1935): Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, vol. 26, pp. 305-350, 12 fig.

—— (1947): Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Comm. géol. Finlande*, No. 140, pp. 223-238.

—— (1948): Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *International Geological Congress*, London, 1948, Part. III, pp. 45-52.

—— (1951): *L'analyse structurale en géologie.* XXIe Congrès international de philosophie des sciences, Paris, 1949; *Actualités scientifiques et industrielles*, nº 1156, pp. 55-64.

—— (1953): Über gleichseitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rundschau*, vol. 41, pp. 21-33, 4 fig.

—— (1955): Les ordres de grandeur dans les phénomènes métasomatiques. *Sciences de la Terre*, Colloque international de pétrographie, Nancy 1955, pp. 168-174.

—— (1957): *Note sur quelques mécanismes des plis jurassiens.* Verhandelingen Kon. Nederlandsch Geol. Mijnbouwkundig Genootschap., Dell XVI (Gedenkboek H. A. Brouwer), pp. 414-419, 2 fig.

WITZIG, E. (1948): *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis).* Thèse E.T.H., Zürich, 1948, 63 p., 3 pl., 6 fig.

WOYNO, T. J. (1911): Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnestal (Wallis). *N. Jb. Min.*, Beil. Bd. 33, pp. 136-209, 2 fig.

YODER, H. S. and H. P. EUGSTER (1955): Synthetic and natural muscovites. *Geochimica Acta*, vol. 8, pp. 227-271.

ZIMMERMANN, Matthis (1955): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry. *E.G.H.*, vol. 48, pp. 149-243, 10 fig., Taf. X-XIII.

CARTES ET PROFILS

ARGAND, E. (1934): *Carte géologique de la région du Grand-Combin.* Ech. 1: 50 000.

—— (1911): Les grands plis couchés des Alpes pennines. Ech. 1: 400 000. *Mat. carte géol. suisse*, N. s., livr. 27.

—— (1911): Nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants. *Idem.*

GERLACH, H. (1870): *Carte géologique de la Suisse.* Ech. 1: 100 000. Nº 22, Martigny-Aoste.

ISCHER, M. G. et H. GERLACH (1938): *Carte géologique de la Suisse.* Ech. 1: 100 000. Nº 17, Vevey-Sion.

HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali.* Ech. 1: 200 000.

Carte géotechnique de la Suisse, feuille 3. Ech. 1: 200 000. Genève-Lausanne-Sion, 1936.

Carte géologique de la Suisse. Ech. 1: 200 000. Feuille 6, Sion, 1942.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I.

Fig. 1: Echantillon de porphyre quartzifère montrant la nature composite de la roche; nombreux rognons sombres qui sont probablement d'anciennes projections. Cleuson.

Fig. 2: Pillow lava. Vallée de Crouye Grandze alt. 2920.

Fig. 3: Gneiss à grenats étirés. W du Bec-d'Aget.

Planche II.

Fig. 4: Albitisation dans les plans de cisaillement. Schistes de Casanna inférieurs. La Rionde, partie supérieure de la vallée de Louvie. Dessin d'après photo, M^lle^ Lowzow.

Fig. 5: Feldspathisation potassique (microcline), dans les gneiss acides des schistes de Casanna inférieurs. Crêtes de Tion. Surface polie.

Fig. 6: Feldspathisation potassique (veines riches en microcline) dans les roches vertes des schistes de Casanna inférieurs. Crêtes de Tion. Surface polie.

Planche III.

Fig. 7: Prasinite à glaucophane, Mont-Gelé. Fond de chlorite, d'épidote, de glaucophane, peu de séricite, que les albites recoupent à l'emporte-pièce; elles contiennent en inclusions du glaucophane et de l'épidote. Certains cristaux d'épidote et de glaucophane s'étendent dans le fond chloriteux et dans les albites. Grossissement 20 ×. Lumière naturelle.

Fig. 8: Ovardite, Schistes de Casanna supérieurs de la série du Mont-Gond, Lac des Vaux, sous Pt 2741,8.

Porphyroblastes d'albite avec inclusions parfois orientées. Certaines albites (→←) possèdent une couronne d'inclusions qui correspond à un temps d'arrêt dans le développement du cristal; autour, nouvelle couronne d'albite contenant très peu d'inclusions. Lumière naturelle. Grossissement 14 ×.

Fig. 9: Granitogneiss de Tion. Crêtes de Tion.

Anciens feldspaths potassiques albitisés, cassés. Entre les fragments et les individus, cristallisation de micas blancs (phengite) et de biotite très pléochroïque (se reconnaît mal). Très nette recristallisation de quartz et d'albite. Lumière polarisée. Grossiss. 10 ×.

Fig. 10: Granitogneiss du type Tion. Siviez, Val de Nendaz.

Anciens feldspaths potassiques cataclasés et albitisés. Dans les cicatrices, recristallisation de quartz, albite et séricite. Lumière polarisée. Grossiss. 12 ×.

Planche IV.

Fig. 11: Gneiss à biotite et grenat. Schistes de Casanna inférieurs. Sarreyer, sous Pt 1817.

Anciens plagioclases très altérés, avec régénération de certains individus (albite), qui gardent en inclusion des grenats, probablement anciens (→←); biotites très chloritisées, grenats souvent chloritisés. Lumière polarisée. Grossissement 14 ×.

Fig. 12: Gneiss à biotite et grenat. Schistes de Casanna inférieurs. Sarreyer, sous Pt 1817.

Gros porphyroblastes d'albite avec en inclusion de la séricite et de nombreux grenats. Lumière polarisée. Grossissement 12 ×.

Fig. 13: Porphyres quartzifères. N. Pointe-de-la-Rosette.

Gros phénocristaux de feldspaths potassiques albitisés (macles en échiquier), contenant quelques plages de carbonates. Feutrage de phengite autour des phénocristaux. Lumière polarisée. Grossissement 14 ×.

Fig. 14: Porphyres quartzifères. SW de Pralon, Val d'Hérémence.

Phénocristaux de microcline (kaolinisés, légèrement albitisés), quelques plagioclases (albites très séricitisées) (→←). Phénocristaux de quartz à extinction onduleuse. Fond de quartz, albite et séricite. Lumière polarisée. Grossissement 10 ×.

Planche V.

Fig. 15: Quartzite albitique à séricite et stilpnomélane. Orchéra. Croissance du stilpnomélane en travers de la foliation qui, elle, est soulignée par l'arrangement des séricites. Lumière naturelle. Grossissement 14 ×.

Fig. 16: Gneiss à chloritoïdes. Schistes de Casanna inférieurs. Bec-d'Aget.

Chloritoïdes partiellement transformés en chlorite, séricite, albite et quartz. Lumière naturelle. Grossiss. 14 ×.

Fig. 17: Roche verte à grenat. Schistes de Casanna inférieurs. Sarreyer, près Pt 1460.

Grenat avec inclusions syncinématiques. Lumière naturelle. Grossissement 20 ×.

Fig. 18: Gneiss à grenat. Schistes de Casanna inférieurs, Bec-d'Aget.

Dans un fond de micas blancs, quartz et albite, cristaux de grenats en haut à gauche, et d'épidote dont certains ont un noyau d'orthite (→←). Chloritisation marquée des grenats, faible de l'épidote. Lumière naturelle. Grossissement 14 ×.

Planche VI.

Fig. 19: Gneiss à grenats et épidote. Schistes de Casanna inférieurs. Plan de la Chaux-lac de Cleuson.

Epidotes étirées avec cicatrice de quartz (→←) et de chlorite (×→←×) (sorte de boudinage). Lumière naturelle. Grossissement 25 ×.

Fig. 20: Prasinite des Schistes de Casanna inférieurs. Col de Louvie. Albitisation à l'emporte-pièce. Fond de chlorite, d'épidote, de minerai avec un peu de séricite. Les glaucophanes ne se trouvent que dans les albites où ils sont parfois un peu chloritisés; également en inclusion dans les albites: rutile et leucoxène. Lumière naturelle. Grossissement 14 ×.

Fig. 21: Albitisation de roches vertes en tache d'huile. Schistes de Casanna inférieurs. Glacier de Prafleuri.

Fig. 22: Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez. N du Mont-Gond. Albitisation oblique à la foliation. Développement de chlorite en bordure de la zone albitisée (front basique).

Planche VII.

Fig. 23: Bloc de roche verte albitisée. Schistes de Casanna inférieurs. Série du Métailler. Cf. p. 603.

Fig. 24: Albitisation en miches dans les roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs. Bords du lac 2768, E du col de Prafleuri. Photo J. Muller.

Fig. 25: Albitisation de roches vertes dans les Schistes de Casanna inférieurs. Au N d'Allève. Partiellement albitisation en miche. Surface polie.

Planche VIII.

Fig. 26: Albitisation de roches vertes. Schistes de Casanna inférieurs au N des rochers de Momin. Surface polie.

Fig. 27: Migmatites albitiques. Embréchites. Zone du Métailler, partie terminale du glacier du Grand-Désert.

Fig. 28: Migmatites albitiques transformées de roches vertes. Zone du Métailler, glacier du Petit-Mont-Fort.

Planche IX.

Esquisse géologique de la nappe du Grand-Saint-Bernard, entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence.

Planche X.

Profils géologiques à travers l'éventail de Bagnes entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence.

Planche XI.

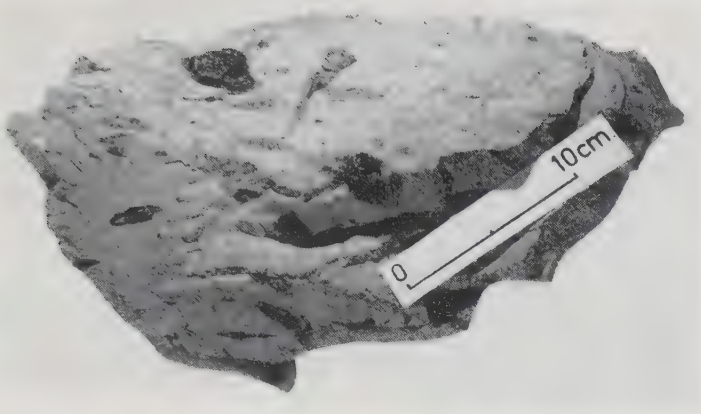
Les éléments structuraux. 1. Les plis.

Planche XII.

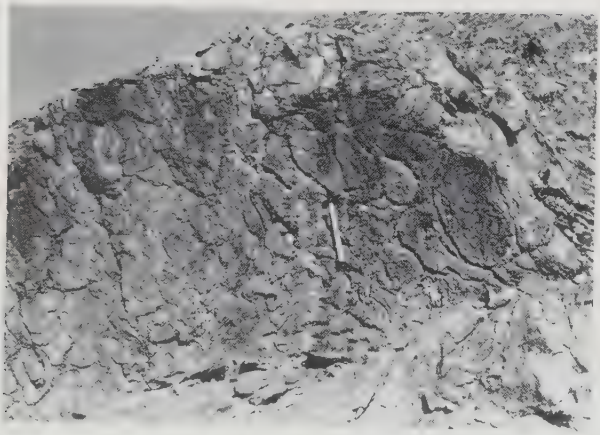
Les éléments structuraux. 2. Les structures linéaires.

Planche XIII.

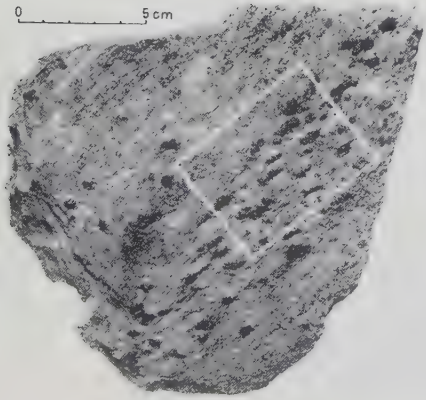
Les éléments structuraux. 3. Les diaclases.



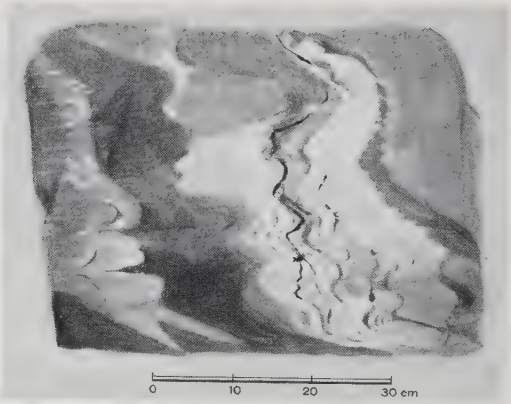
1



2



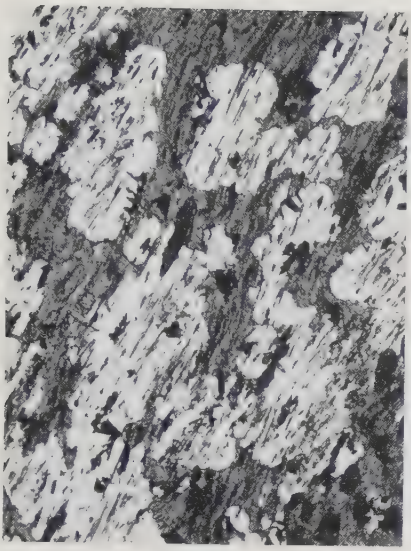
3



4

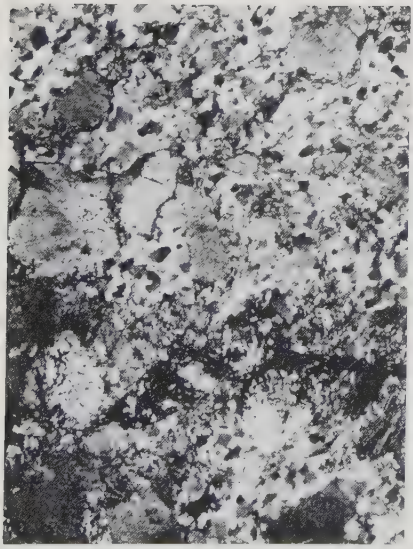
5

6

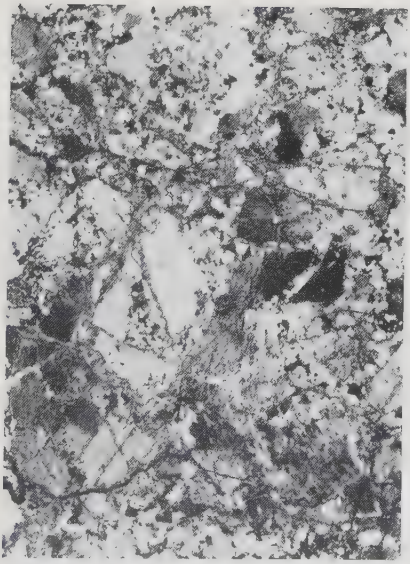


7

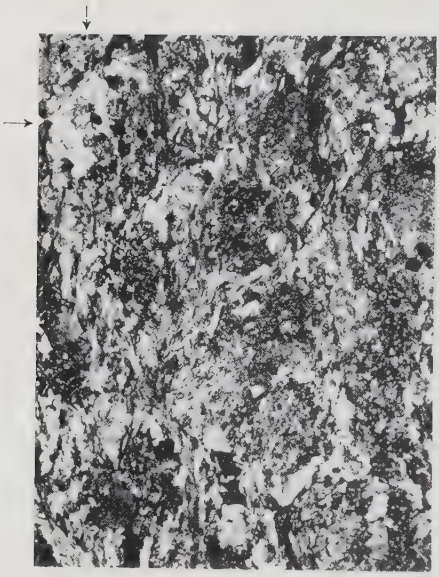
8



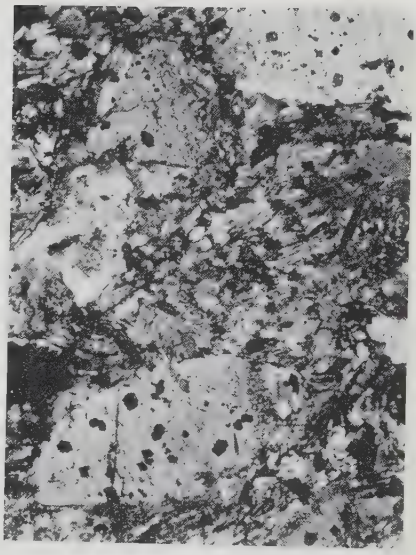
9



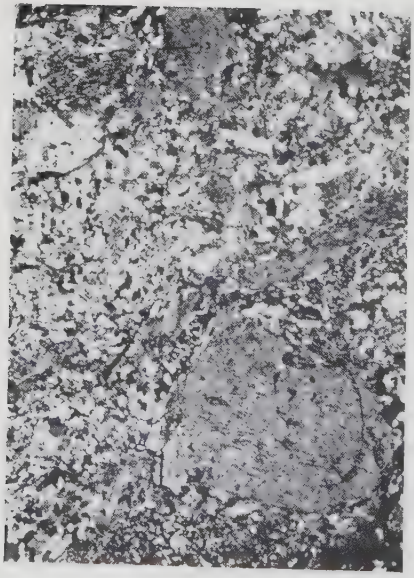
10



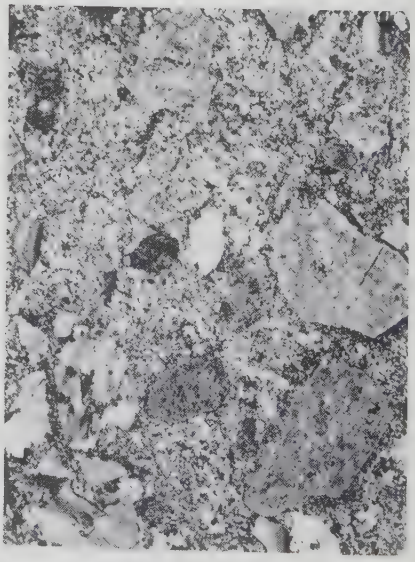
11



12

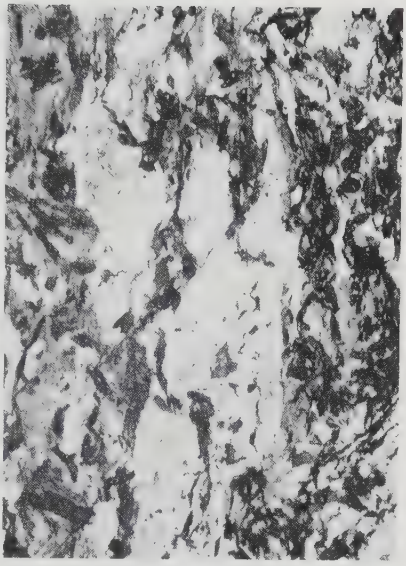


13

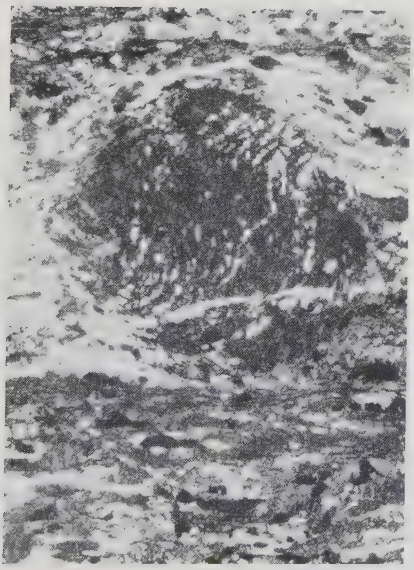


14

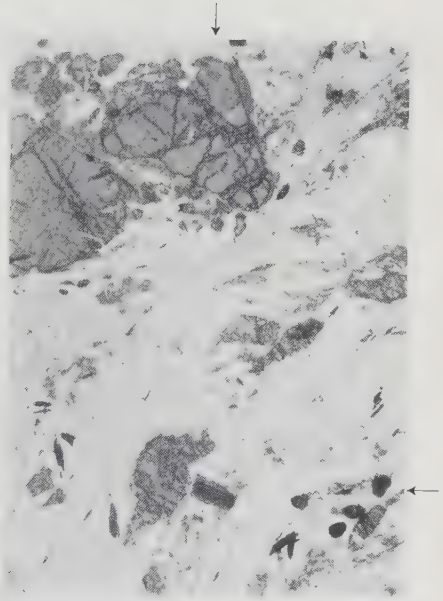
15



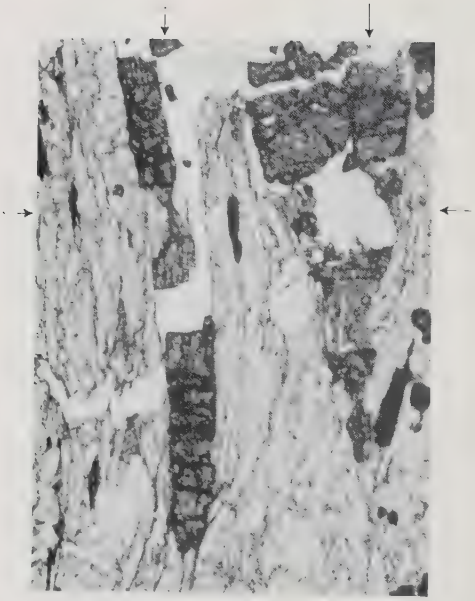
16



17



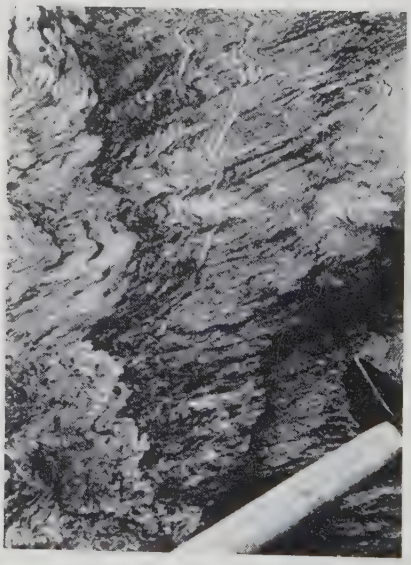
18



19

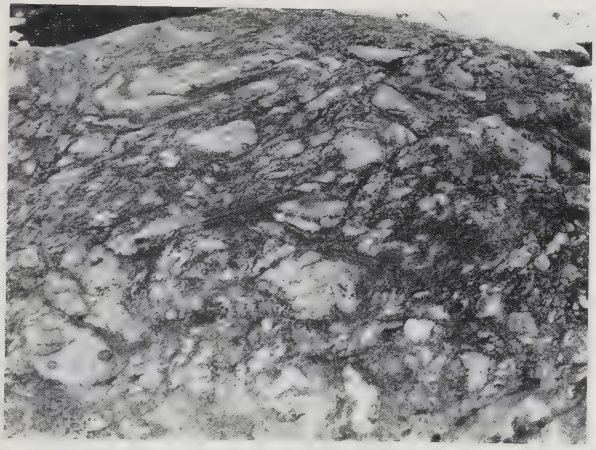
20

21

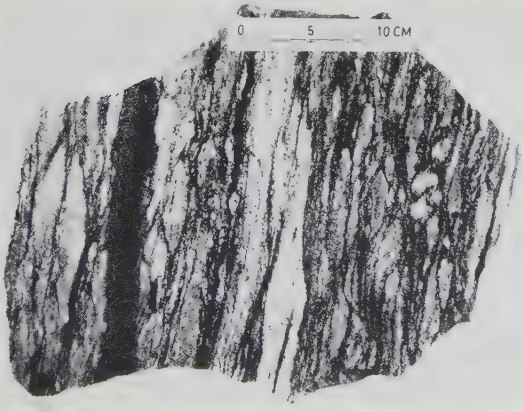


22

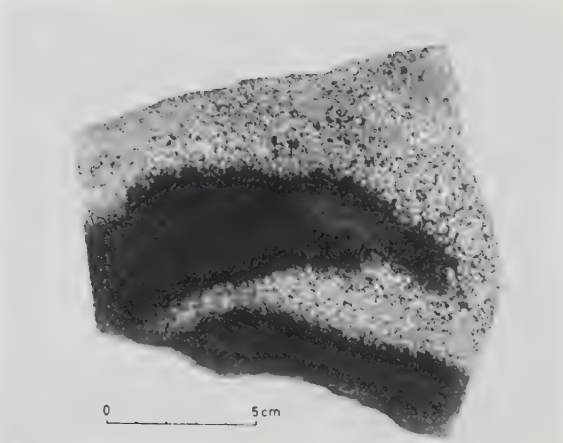
23



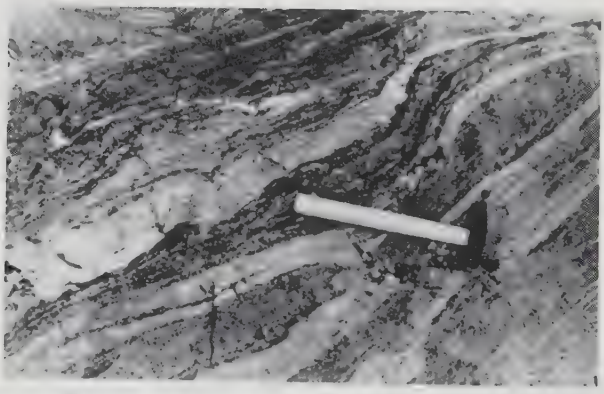
24



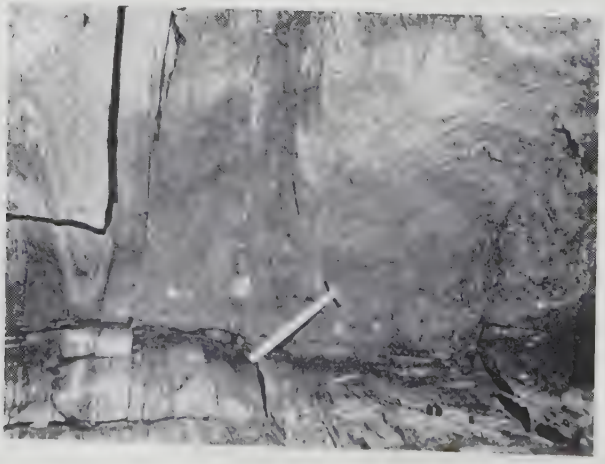
25



26



27



28

ESQUISSE GÉOLOGIQUE
DE LA
NAPPE DU GRAND SAINT BERNARD
ENTRE
LE VAL DE BAGNES ET LE VAL D'HÉRÉMENCE

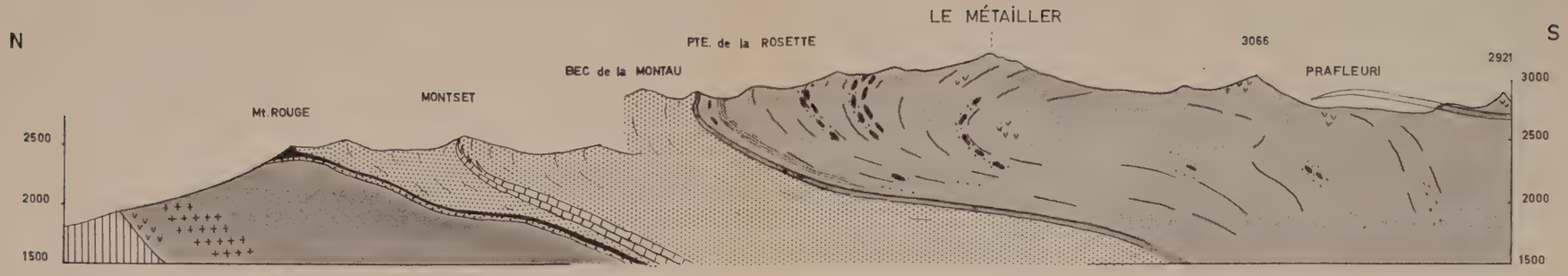
J.-P. SCHAER

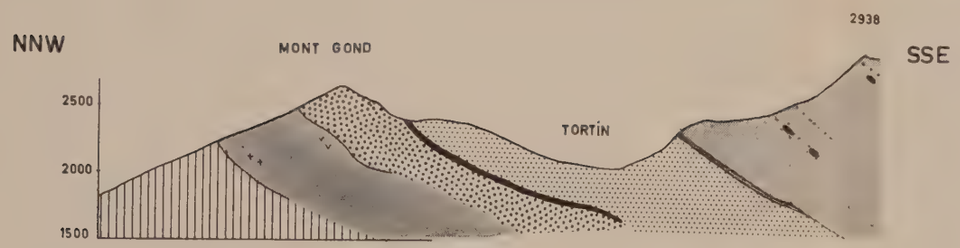
1953-1957

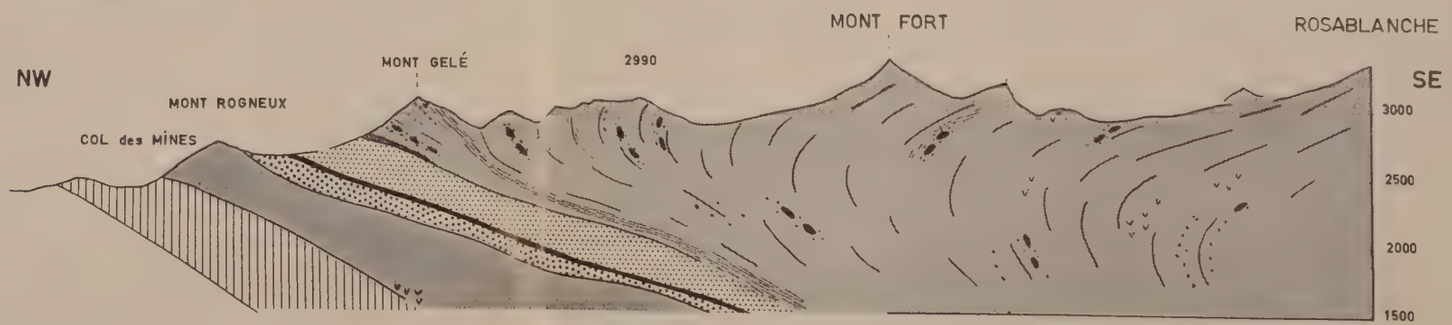
PROFILS GÉOLOGIQUES A TRAVERS L'ÉVENTAIL DE BAGNES

ENTRE

LE VAL DE BAGNES ET LE VAL D'HÉRÉMENCE







SCHISTES DE CASANNA INFÉRIEURS

SÉRIE DU MÉTAILLER
GABBRO
PILLOW LAVA
GNEISS A CHLORITOÏDES
ROCHES A GLAUCOPHANE

SÉRIE DE SIVIEZ
GABBRO
GRANITO-GNEISS DE TION

SCHISTES DE CASANNA SUPÉRIEURS

SÉRIE DU MONT GOND

SÉRIE DU GREPPON BLANC
PORPHYRES QUARTZIFÈRES

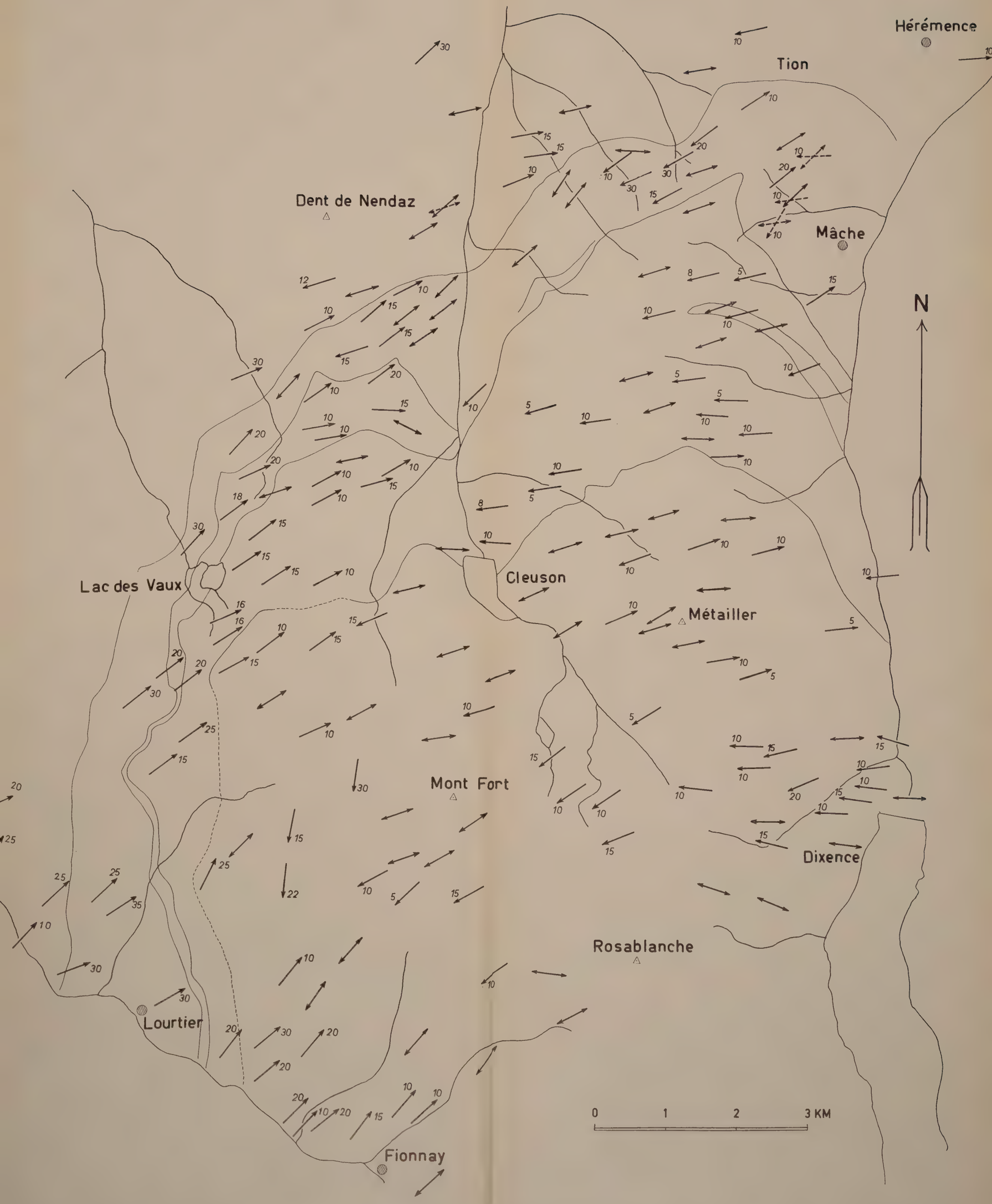
SÉRIE PERMO-CARBONIFÈRE

TRIAS

SCHISTES LUSTRÉS

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

1 LES AXES DE PLIS



ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

2. LES STRUCTURES LINÉAIRES

PLANS DE COUCHE OU DE FOLIATION } SUPPORT DE
AXES DE PETITS PLIS } STRUCTURES LINÉAIRES

ALLONGEMENT DES GRENATS ÉTIRÉS

ALLONGEMENT DES GLAUCOPHANES

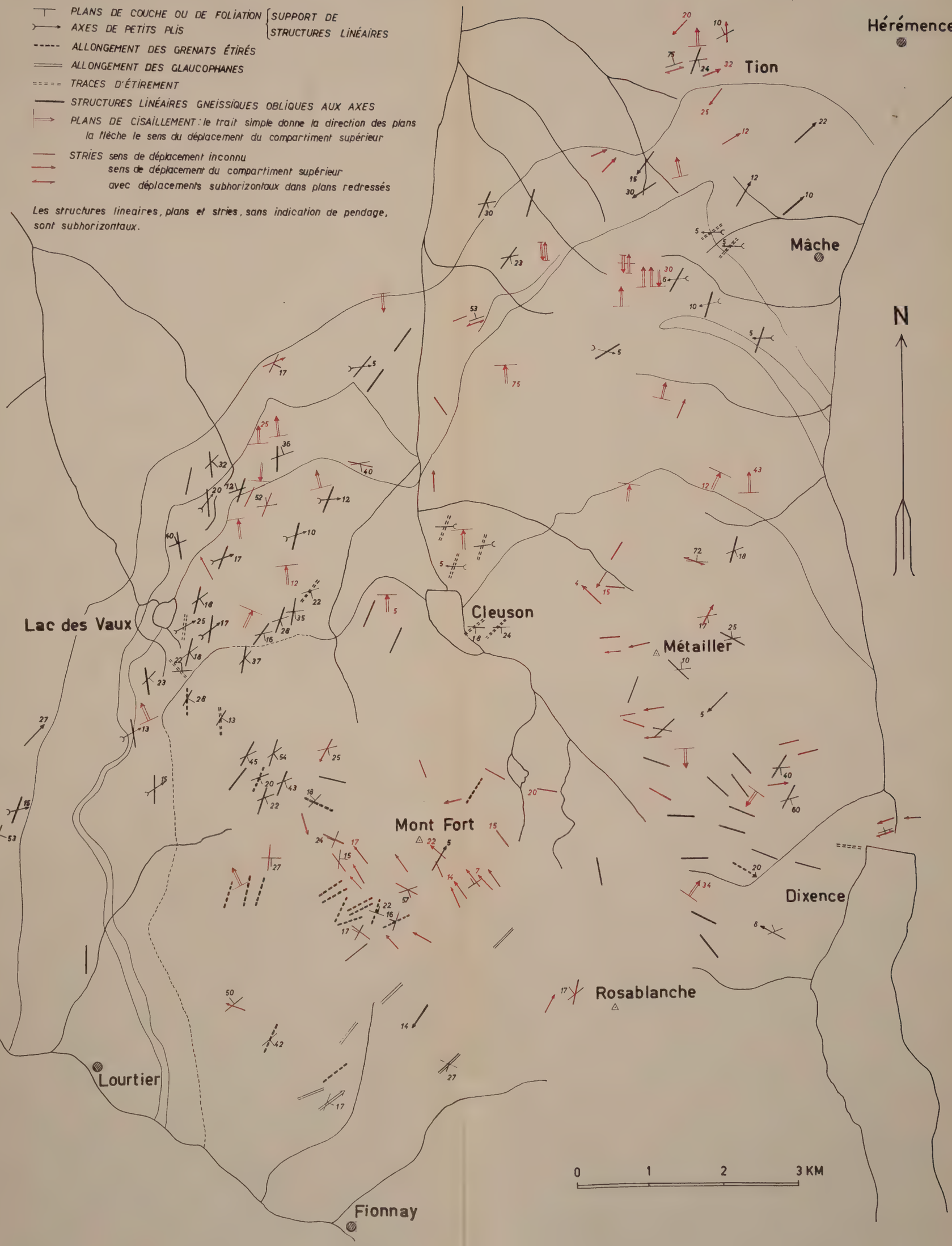
TRACES D'ÉTIREMENT

STRUCTURES LINÉAIRES GNEISSIQUES OBLIQUES AUX AXES

PLANS DE CISAILLEMENT : le trait simple donne la direction des plans la flèche le sens du déplacement du compartiment supérieur

STRIES sens de déplacement inconnu
sens de déplacement du compartiment supérieur
avec déplacements subhorizontaux dans plans redressés

Les structures linéaires, plans et stries, sans indication de pendage, sont subhorizontaux.

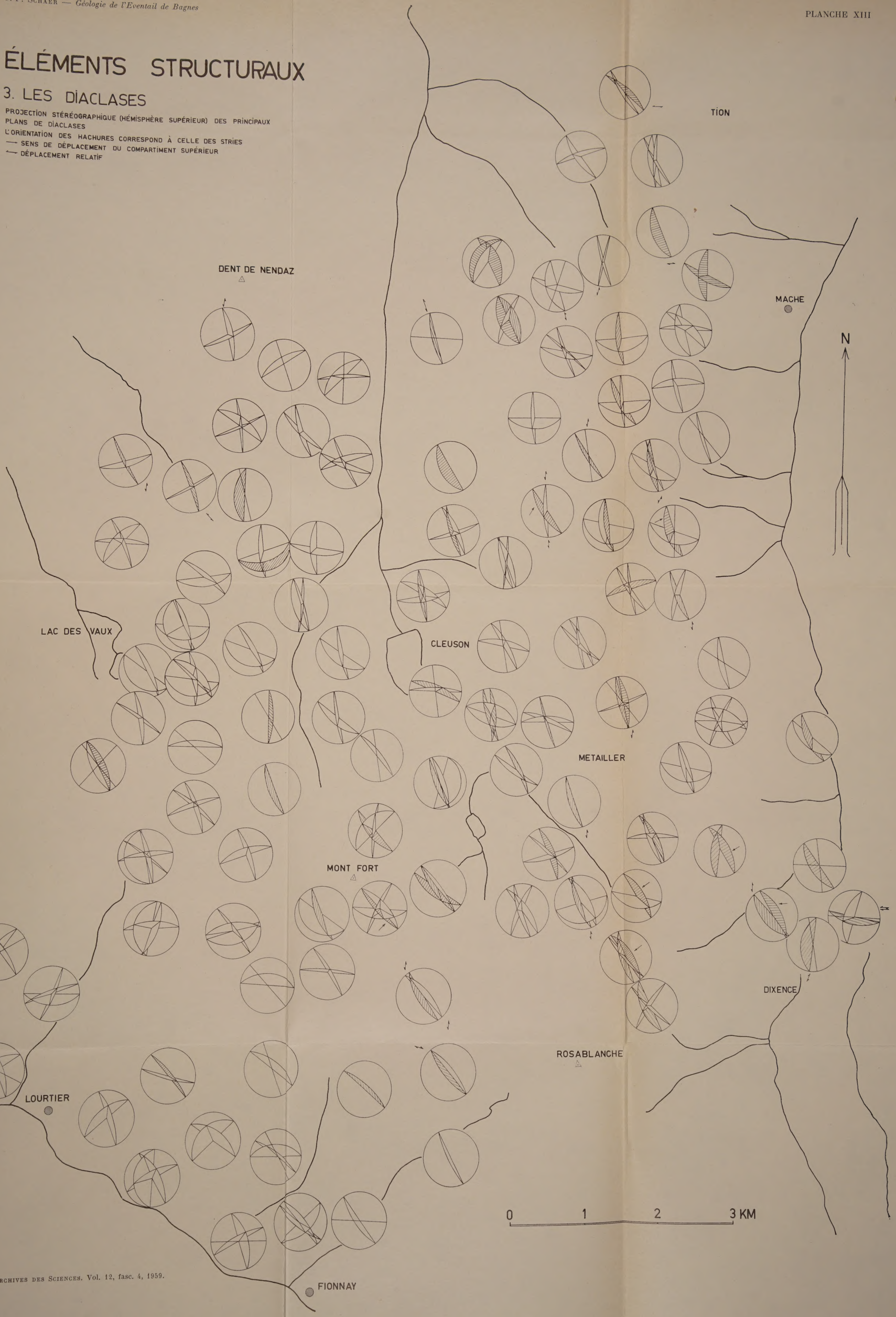


ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

3. LES DIACLASES

PROJECTION STÉRÉOGRAPHIQUE (HÉMISPHÈRE SUPÉRIEUR) DES PRINCIPAUX PLANS DE DIACLASES

L'ORIENTATION DES HACHURES CORRESPOND À CELLE DES STRIES

⟶ SENS DE DÉPLACEMENT DU COMPARTIMENT SUPÉRIEUR

⟵ DÉPLACEMENT RELATIF